



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MAPEAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE FEIÇÕES DEPOSICIONAIS
QUATERNÁRIAS NA PLANÍCIE DELTAICA DO RIO DOCE (ES)**

Tainara de Souza Freitas

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

Rio de Janeiro

Agosto de 2013

**MAPEAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE FEIÇÕES DEPOSICIONAIS
QUATERNÁRIAS NA PLANÍCIE DELTAICA DO RIO DOCE (ES)**

TAINARA DE SOUZA FREITAS

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia, do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito para obtenção do grau
em Geologia.

Orientador:
Claudio Limeira Mello

Aprovada em:
Por:

Orientador: Claudio Limeira Mello (Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

José Carlos Sícoli Seoane (Depto. Geologia, IGEO/UFRJ)

João Wagner de Alencar Castro (Depto. Geologia e Paleontologia do Museu Nacional.)

Dedico esse trabalho aos meus pais, Urias e Rosa, que sempre me apoiaram em minhas decisões e me ajudaram a fazer que esse sonho fosse possível.

RESUMO

A planície quaternária do rio Doce, localizada na porção centro-norte do Espírito Santo, na região de Linhares, constitui uma das principais feições deltaicas brasileiras e sua evolução tem sido associada aos estágios de variação do nível do mar durante o Quaternário. Destaca-se também, na região, a presença de numerosos lagos barrados, subdivididos em dois conjuntos, informalmente designados como lagos internos e lagos externos, cuja gênese e evolução também têm sido associadas às variações quaternárias do nível do mar, embora estudos recentes apontem ainda a influência de mecanismos neotectônicos. O presente trabalho tem como objetivo realizar o mapeamento, na escala 1:100.000, das feições deposicionais quaternárias na planície costeira do rio Doce e, nesse contexto, discutir sua evolução, considerando os principais conceitos da Estratigrafia de Sequências. A metodologia aplicada consistiu no mapeamento da drenagem atual, lagos/lagos colmatados, paleocanais fluviais, conjuntos de cordões arenosos costeiros e outras feições deposicionais identificadas na planície quaternária. O mapeamento foi realizado sobre um mosaico de imagens do *Google Earth*, utilizando o *software ArcGis 9.2*. A área investigada está limitada, a norte, pelo rio Itaúnas e, a sul, pelo rio Piraquê-açu. Foram mapeados dois principais paleocanais do rio Doce, indicando importantes eventos de avulsão fluvial, havendo indícios de que pelo menos um desses eventos pode ter sido influenciado por mecanismos neotectônicos. Esses paleocanais truncam e são truncados por conjuntos distintos de cordões costeiros. Os padrões de distribuição dos cordões costeiros e as taxas de progradação costeira interpretadas sugerem a influência de variações no aporte de sedimentos fluviais, relacionadas à atuação dos diferentes paleocanais. Os lagos externos são reconhecidos como antigas redes de drenagem que desaguavam diretamente no mar. Foram ainda observadas na planície quaternária feições deposicionais associadas à sedimentação proveniente de vales fluviais situados na porção norte da área, onde se observa, também, a presença de corpos lacustres com aspectos de colmatção mais intensa ou total.

ABSTRACT

The Quaternary coastal plain of Doce river, located at northern portion of the Espírito Santo state (Southeastern Brazil), constitutes one of the most important Brazilian deltaic features. Its evolution has been associated with stages of sea level changes. In this region, also highlights the presence of numerous barred lakes, informally divided as internal and external lakes. The genesis and evolution of the barred lakes have also been related to Quaternary sea level changes, although recent studies also recognize the influence of neotectonic mechanisms. The present study aims to perform the mapping at 1:100,000 scale of Quaternary depositional features in the Doce river coastal plain, discussing the evolution of this area based on concepts of Sequence Stratigraphy. The methodology consisted of mapping of drainage network, lakes/silted lakes, paleochannels, sets of coastal sand ridges and other coastal depositional features identified in the Quaternary plain. Mapping was performed on a mosaic of Google Earth images, using ArcGIS 9.2. The study area is limited to the north by the Itaúnas river and on the south by the Piraquê-açu river. Two main paleochannels of Doce river were identified, pointing to important events of river avulsion. There are indications that at least one of these events may have been influenced by neotectonic mechanisms. These paleochannels truncate and are truncated by distinct sets of coastal sand ridges. The patterns of coastal sand ridges distribution and interpreted rates of coastal progradation suggest changes of the sediment supply related to the performance of the distinct paleochannels. The external lakes are recognized as ancient drainages that flowed directly into the sea. Depositional features associated with sedimentation from river valleys were observed in the northern area of the in Quaternary plain, where external lakes seem to be completely silted.

SUMÁRIO

RESUMO	I
ABSTRACT	II
SUMÁRIO	III
LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE TABELAS	VII
AGRADECIMENTOS.....	VIII
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO.....	3
3. BASES CONCEITUAIS.....	4
3.1. Estratigrafia de Sequências	4
3.1.1. Principais Conceitos	4
3.1.2. Sequências e Modelos de Tratos de Sistemas	6
3.1.3. Arquitetura Estratigráfica Costeira.....	7
3.2. Flutuações do Nível do Mar no Quaternário no Brasil	10
3.3. Evolução Quaternária das Planícies Costeiras Brasileiras	11
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
4.1. Localização e Principais Aspectos Fisiográficos	15
4.2. Geomorfologia.....	16
4.3. Geologia Regional.....	17
4.3.1. Embasamento Pré Cambriano	18
4.3.2. Bacia do Espírito Santo	20
4.3.3. Depósitos Quaternários	22
5. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO DOCE.....	27
6. METODOLOGIA	34
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES	36

7.1. Feições quaternárias mapeadas	36
7.2. Sistemas de cordões arenosos.....	43
7.2.1. Sistema de cordões pleistocênicos (sistema P).....	43
7.2.2. Sistemas de cordões holocênicos (sistemas H)	43
7.3. Discussões	46
8. CONCLUSÕES	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	52

Apêndice I: Mapa de feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, centro-leste do estado do Espírito Santo.

Apêndice II: Mapa de feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, centro-leste do estado do Espírito Santo, com a identificação dos sistemas de cordões arenosos reconhecidos no presente estudo e a curva de variação relativa do mar (modificado de Martin et al., 1997).

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Elementos da curva eustática (modificado de Severiano Ribeiro, 2001).....	6
Figura 2: Agradação com elevação do nível do mar (modificado de Assine et al., 2001).	8
Figura 3: Regressão normal com progradação de fácies. A) NRM estacionário; B) NRM em elevação, indicado pelo onlap costeiro (LB = linha de baía; LC = linha de costa; NRM = nível relativo do mar) (modificado de Assine et al., 2001).....	9
Figura 4: Curva de variação do nível relativo do mar durante o Holoceno na costa do Espírito Santo (Martin et al., 1997).	11
Figura 5: Curva de variação do nível do mar para a costa leste brasileira no Holoceno, segundo Angulo et al. (2005). Linhas contínuas estão associadas às reconstruções do nível marinho para os paralelos a norte de 28°, enquanto que as linhas em pontilhado correspondem aos limites para paralelos a sul de 28°.....	11
Figura 6: Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras em oito principais fases de evolução paleogeográfica (Martin et al., 1993 modificado por Hatushika, 2005).....	13
Figura 7: Localização da planície costeira do Rio Doce (ES), com a indicação das sedes dos municípios e suas principais vias de acesso (modificado de Hatushika, 2008).	15
Figura 8 – Mapa hipsométrico sobreposto ao sombreamento de relevo (Hatushika, 2005 – dados a partir do MDE/SRTM). De modo geral, as classes maiores que 100m representam a região serrana, entre 10 e 100m os tabuleiros “terciários” e entre 0 e 10m a planície quaternária.....	17
Figura 9: Mapa geológico da região centro-norte do estado do Espírito Santo (Bizzi et al., 2003 in Miranda, 2009).....	19
Figura 10 Coluna estratigráfica da bacia do Espírito Santo (França et al., 2007).	21
Figura 11: Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado do Espírito Santo (Martin et al., 1997).	23
Figura 12: Vista aérea dos terraços marinhos holocênicos, com destaque para os cordões litorâneos construídos paralelamente entre si (Modificado de Google Earth).....	24
Figura 13: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin et al., 1993). (a) Estágio A. (b) Estágio B (final).	27
Figura 14: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin et al., 1993). (a) Estágio C (final). (b) Estágio D (final).	28
Figura 15: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin et al., 1993). (a) Estágio E. (b) Estágio F.	29

Figura 16: Mapa com pontos onde foram coletadas amostras para datação por ^{14}C (Martin et al., 1993) e por LOE (Hatushika, 2008). As idades estão nas tabelas 1 e 2, a seguir.	32
Tabela 1: Idade por luminescência opticamente estimulada (LOE) das amostras coletadas por Hatushika (2008), com coordenadas UTM e incertezas. Foram coletadas cinco amostras em paleocanais do rio Doce e uma amostra em cordão litorâneo (Hatushika, 2008).	32
Tabela 2: Idades radiocarbono de amostras coletadas na planície costeira do rio Doce, apresentadas por Martin et al. (1993) – modificado de Hatushika, 2008.	33
Figura 17: Etapas do mapeamento no software ArcGis 9.3.	34
Figura 18: Vales colmatados, em marrom escuro, na cabeceira dos lagos colmatados, em rosa.	36
Figura 19: Lagos colmatados, em rosa claro, limitados pela planície costeira e, em alguns pontos, com presença de lâmina d'água.	37
Figura 20: A) Detalhe dos cordões pleistocênicos. B) Detalhe dos cordões holocênicos.	38
Figura 21: Planície fluvial do rio São Mateus.	38
Figura 22: Paleocanais, em rosa, cortando a planície costeira do rio Doce. Foram identificados dois paleocanais principais e duas paleodesembocaduras relacionadas a posições pretéritas do rio Doce. Observa-se, ainda, a presença de canais secundários, em padrão divergente, interpretados como canais de extravasamento do canal principal.	40
Figura 23: Detalhe de paleocanais (em rosa) relacionados ao extravasamento dos paleocanais principais.	41
Figura 24: Canais instalados entre cordões holocênicos.	41
Figura 25: Vales colmatados, em amarelo escuro, cortando conjuntos de cordões holocênicos.	42
Figura 26 Sistema de cordões H1, representado a norte e a sul do rio Doce.	44
Figura 27: Sistema de cordões H2 com sentido de transporte efetivo de norte para sul.	45
Figura 28: (a) Primeira discordância entre o tabuleiro da Fm. Barreiras e Sistema P.(b) Segunda discordância entre o sistema P e sistema H1.	47
Figura 29: (a) Terceira discordância entre sistema H1 e sistema H2.(b) Quarta discordância entre o sistema H2 e sistema H3.	48

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Idade por luminescência opticamente estimulada (LOE) das amostras coletadas por Hatushika (2008), com coordenadas UTM e incertezas. Foram coletadas cinco amostras em paleocanais do rio Doce e uma amostra em cordão litorâneo (Hatushika, 2008). 32

Tabela 2: Idades radiocarbono de amostras coletadas na planície costeira do rio Doce, apresentadas por Martin et al. (1993) – modificado de Hatushika, 2008. 33

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus amados pais, Rosa e Urias, que me apoiaram durante toda essa jornada e me deram força para nunca desistir dos meus sonhos.

Ao Prof. Cláudio Limeira, por ter sido o melhor orientador que alguém poderia ter. Por ter tido a paciência de me explicar alguns conceitos geológicos inúmeras vezes até eu finalmente entender. Esse trabalho não teria sido possível se não fosse a dedicação desse professor brilhante.

A toda minha família pelo apoio e consideração durante toda minha jornada na universidade, principalmente à minha tia Raquel que tanto acredita no meu sucesso profissional e aposta na minha carreira.

Aos meus amigos da sala “23”, Lucas, pelo apoio e amizade; Thais, pela companhia e risos que me proporcionou; João, pelo carisma e conversas, Pedro pela ótima companhia; Fernanda por compartilhar da mesma área que eu e me ajudar na realização desse trabalho; André (Seninha) pela ajuda no *ArcGis*, sem ele esse trabalho teria caminhado de uma maneira muito diferente e o agradeco pela influência; Bruno, por me aconselhar a procurar nosso orientador para uma futura iniciação científica, a qual resultou nesse trabalho, além de fazer nossas vidas na “23” ficarem muito mais dinâmicas. E a todos aqueles que passaram pela nossa sala e contribuíram de alguma forma para a minha vida acadêmica e para esse trabalho.

Agradeço a um grande amigo e companheiro, Anderson, pelo apoio incondicional durante as provas e trabalhos, especialmente esse, e por se conformar com minha ausência em alguns eventos.

Ao Professor Cainho por inúmeras vezes me salvar no *ArcGis* e me acalmar quando achava que tinha perdido todo o trabalho.

E, por fim, agradeço a uma força espiritual que está presente em todos nós e nos ajuda a vencer obstáculos e conquistar nossos sonhos.

1. INTRODUÇÃO

A planície costeira do rio Doce localiza-se no centro-leste do estado do Espírito Santo, na região de Linhares, com uma área de cerca de 2.500 km² (Martin *et al.*, 1993). Neste complexo sedimentar costeiro, destaca-se a presença de conjuntos de cordões arenosos holocênicos e pleistocênicos e paleocanais fluviais. Além disso, na região estão presentes corpos lacustres encaixados nos tabuleiros da Formação Barreiras e também distribuídos na planície quaternária, compondo o sistema de lagos do baixo vale do rio Doce.

Assim como as principais planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro, essa região está relacionada a um complexo sistema litorâneo, cuja evolução se associa às flutuações do nível do mar durante o Quaternário. O desenvolvimento da planície costeira em estudo está associado principalmente a períodos de progradação em nível de mar alto, intercalados por momentos de rebaixamento do nível do mar. Muitos autores, em seus trabalhos no litoral do Brasil, apontam evidências de antigos níveis marinhos quaternários, posicionados cronologicamente através de datações por radiocarbono (Lamego, 1940; Bigarella, 1971; Martin & Suguio, 1975; Suguio *et al.*, 1985; Dominguez *et al.*, 1990). Martin *et al.* (1993) apresentaram um modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras localizadas entre Macaé (RJ) e Maceió (AL), onde as flutuações do nível do mar no Quaternário estariam relacionadas com os processos erosivos e de sedimentação.

As flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário também podem ter sido responsáveis pela evolução do sistema de lagos do baixo vale do rio Doce (Suguio & Kohler, 1992). Hatushika (2005), porém, em seus estudos no lago Juparanã, sugeriu, também, a participação de controles neotectônicos.

Diversos trabalhos foram publicados a respeito da sedimentação quaternária na planície costeira do rio Doce. Bacoccoli (1971) interpretou o complexo sedimentar na desembocadura do rio Doce como um delta dominado por ondas. No entanto, outros autores, como Dominguez *et al.* (1982), não classificam a planície costeira do rio Doce como um delta, pois atribuem a fonte de sedimentos a areias acumuladas e retrabalhadas na plataforma continental, lançadas na região costeira pela ação da deriva litorânea.

O Projeto Rio Doce (Bandeira Jr. *et al.*, 1975 *apud* Hatushika, 2008) trouxe importantes informações sobre essa planície costeira, identificando feições deposicionais quaternárias e fornecendo dados de superfície e de subsuperfície.

Martin *et al.* (1997), com base em Martin *et al.* (1993), apresentaram um mapeamento, na escala de 1:200.000, das principais feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, a partir do qual interpretaram a evolução holocênica inicial dessa planície como um delta intralagunar. Esses trabalhos apresentam, ainda, muitos dados geocronológicos, que balizaram a construção de uma curva de variação relativa do nível do mar e do modelo evolutivo.

Aplicando os principais conceitos da Estratigrafia de Sequências e com base na integração de estudos geomorfológicos, estratigráficos e estruturais, Hatushika (2008) discutiu a evolução da planície costeira do rio Doce. Este autor considerou a influência de atividades neotectônicas no Holoceno inicial a médio nas flutuações do nível de base de alta frequência na planície costeira.

O estudo aqui desenvolvido propõe uma revisão do mapa de feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, a partir do qual, com base nos principais conceitos da Estratigrafia de Sequências, é apresentada uma proposta de evolução para a área.

2. OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo realizar o mapeamento das feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, na escala de 1:100.000, e sua interpretação com base nos fundamentos da Estratigrafia de Sequências.

Busca-se alguns objetivos específicos como:

- Identificar as principais feições quaternárias, como paleocanais e cordões arenosos, entre outras;
- Correlacionar essas feições com eventos de erosão, transporte e deposição de depósitos quaternários, relacionados às flutuações do nível relativo do mar.
- Agrupar os cordões litorâneos em sistemas para entender a evolução da planície costeira quaternária do rio Doce.

3. BASES CONCEITUAIS

3.1. Estratigrafia de Sequências

A Estratigrafia de Sequências é um ramo da Estratigrafia que se expandiu, de forma aprofundada e específica, a ponto de passar a constituir um segmento individualizado dentro das Geociências. Busca-se entender como unidades estratigráficas, tratos de fácies e elementos deposicionais se relacionam entre si no tempo e no espaço em uma bacia sedimentar. A Estratigrafia de Sequências se distingue da Estratigrafia Clássica no que diz respeito ao interesse em entender os mecanismos controladores de deposição e da gênese dos estratos (clima, tectônica e eustasia), além de descrevê-los e ordená-los. Nos últimos trinta anos, a Estratigrafia de Sequências tornou-se o maior paradigma dentro da Geologia Sedimentar (Catuneanu, 2006), sendo considerada por alguns autores como uma das revoluções da Sedimentologia e Estratigrafia.

O termo sequência é utilizado para designar uma sucessão de estratos limitada por discordâncias no topo e na base (Severiano Ribeiro, 2001).

3.1.1. Principais Conceitos

As variações do nível do mar e as mudanças no regime de aporte sedimentar influenciam muito na estratigrafia de uma bacia.

Segundo Posamentier & Vail (1988), o padrão estratal e a distribuição espacial de fácies dependem da quantidade de espaço disponível para a deposição sedimentar (definido como espaço de acomodação, que é dependente da eustasia e da tectônica) e da taxa de variação de novos espaços adicionados (taxa de acomodação). O balanço entre as taxas de aporte sedimentar e de acomodação irá definir os padrões de empilhamento de estratos: agradacional (equilíbrio entre as taxas de aporte sedimentar e de acomodação); progradacional (taxa de aporte sedimentar superior à de acomodação); e retrogradacional (taxa de acomodação superior à de aporte sedimentar).

A eustasia está relacionada a variações globais do nível do mar, associada à posição da superfície do mar com referência a um datum fixo, como o centro da Terra (Severiano Ribeiro, 2001). Está associada principalmente a mudanças climáticas sobre áreas extensas (glacioeustasia), que podem gerar aprisionamento da água em forma de gelo ou sua liberação quando as temperaturas se elevam. A variação relativa do nível do mar também controla as variações na acomodação, e é definida como mudança na distância vertical entre a

posição da superfície do mar e um datum situado no fundo do mar ou próximo dele, como, por exemplo, o embasamento (Severiano Ribeiro, 2001). Depende das relações entre a eustasia e a subsidência, criando ou diminuindo espaços para potencial sedimentação. A taxa de variação relativa do mar é a taxa de variação eustática subtraída da taxa de subsidência, que é sempre negativa. Dessa forma, se o valor absoluto da queda eustática for menor do que a taxa de subsidência, novos espaços estarão sendo adicionados.

A combinação de todos esses elementos, como eustasia, subsidência e o aporte sedimentar, irá influenciar a trajetória da linha de costa, ou seja, transgressões e regressões marinhas. A migração da linha de costa em direção ao continente é conhecida como transgressão marinha. Este recuo da linha de costa acarreta na deposição de sedimentos marinhos sobre as acumulações continentais/praias, gerando um empilhamento retrogradacional. Regressão marinha é definida pelo avanço da linha de costa em direção ao mar e resulta na sobreposição de fácies marinhas por fácies de praia ou não marinhas (fluviais, deltaica/costeira), gerando um empilhamento progradacional.

Podem ocorrer duas formas de regressão marinha, de acordo com a razão entre as taxas de flutuação do nível de base e as de sedimentação: regressão forçada ou regressão normal. A regressão forçada é dada pela queda do nível de base, onde as taxas de variação do mar são negativas. Já a regressão normal ocorre quando a taxa de sedimentação é superior à taxa de subida do nível do mar.

A transgressão e a regressão tendem a estar associadas, respectivamente, às máximas taxas de subida ou de queda do nível do mar (Pitmann III, 1978 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). Sendo assim, o ponto de inflexão tem uma importância significativa, visto que é a posição na curva onde a inclinação ou taxa de variação é máxima (subida ou queda). Na Figura 1, R (*rise*) e F (*fall*) são os pontos de inflexão, respectivamente, de subida e queda eustática (Posamentier & Vail, 1988). No ponto F, quando há altas taxas de queda eustática, ocorrem as menores taxas de acomodação, enquanto que no ponto R (subida) as taxas de acomodação são maiores (Severiano Ribeiro, 2001). Geralmente a taxa de acomodação máxima ocorre no ponto de inflexão de subida da curva eustática (R), resultando em transgressão.

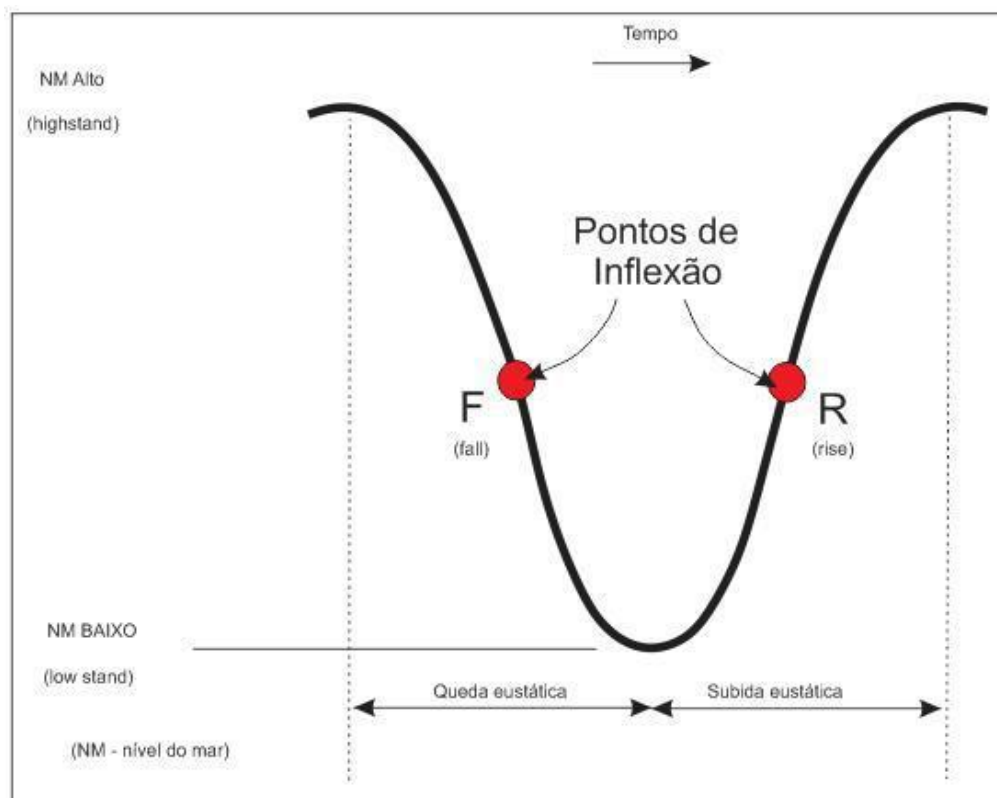


Figura 1: Elementos da curva eustática (modificado de Severiano Ribeiro, 2001).

3.1.2. Sequências e Modelos de Tratos de Sistemas

Sequências deposicionais são unidades estratigráficas limitadas por discordâncias subaéreas na margem e conformidades correlatas ou correlativas no interior da bacia (Mitchum *et al.*, 1977), constituídas por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais (Posamentier & Vail, 1988) e que comportam ciclos de menor duração (< 1 Ma), que são denominados de parassequências (Van Wagoner *et al.*, 1987 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). Van Wagoner *et al.* (1988 *apud* Severiano Ribeiro, 2001) definem parassequência como uma sucessão de camadas ou conjuntos de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas.

Fisher & McGowen (1967 *apud* Severiano Ribeiro, 2001) definiram sistema deposicional como um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente associadas por processos e ambientes ativos (recentes) ou inferidos (antigos). Brown & Fisher (1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001) definiram litofácies como um corpo tridimensional de rochas ou sedimentos limitados por uma superfície deposicional (ou erosiva). Assim, tratos de sistemas deposicionais, os quais constituem as sequências deposicionais, seriam um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos, segundo Brown & Fisher (1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). Para um determinado conjunto de processos deposicionais e, então,

determinados ambientes deposicionais e litofácies, estará associado um determinado trato de sistemas deposicionais (Severiano Ribeiro, 2001).

Cada trato de sistemas está relacionado a um segmento da curva eustática (Vail, 1987). Assim, Posamentier & Vail (1988) apontam quatro tipos de tratos de sistemas associados à curva eustática: 1) trato de sistemas de mar alto - TSMA (*highstand system tract* – HST); 2) trato de sistemas de mar baixo – TSMB (*lowstand system tract* – LST); 3) trato de sistemas de margem de plataforma (*shelf margin system tract* – SMST); e 4) trato de sistemas transgressivo – TST (*transgressive system tract* – TST).

Quando ocorre uma queda eustática rápida, há a exposição da plataforma, com a geração de uma discordância, e a deposição de um Trato de Mar Baixo. Esse trato de sistemas é depositado a partir do início de uma queda relativa do nível do mar, ou seja, quando a taxa de queda eustática é maior do que a taxa de subsidência, persistindo até uma subsequente e lenta subida. Quando ocorre uma rápida queda eustática, vales são dissecados e os sedimentos são depositados no sopé do talude e fundo de bacia, e são denominados de leques de assoalho de bacia, os quais caracterizam os leques de mar baixo. Caracterizada por um padrão de empilhamento progradacional de parassequências, a cunha de mar baixo tem sua deposição iniciada na porção final de uma rápida queda eustática, prosseguindo durante o patamar baixo da curva eustática. Os vales incisivos escavados durante a queda rápida do nível do mar são preenchidos por sedimentos grossos.

Uma significativa superfície de inundação marinha, a Superfície Transgressiva – ST (*transgressive surface*), marca o limite superior de um Trato de Sistemas de Mar Baixo, e registra a aproximação de um ponto de inflexão de subida eustática (R). O Trato de Sistemas Transgressivo é marcado, na base, pela Superfície Transgressiva e, no topo, pela Superfície de Inundação Marinha Máxima, após a qual se inicia a deposição do Trato de Sistemas de Mar Alto.

O Trato de Sistemas de Mar Alto inicia sua deposição após o ponto de inflexão de subida eustática (R) e termina antes do ponto de inflexão de queda eustática (F), depositando-se no patamar alto da curva eustática. Há uma intensa deposição de sedimentos deltaicos quando o nível relativo do mar se encontra alto e praticamente estável.

3.1.3. Arquitetura Estratigráfica Costeira

Os ambientes costeiros assumem um papel importante no registro estratigráfico e nos interesses econômicos de uma bacia. Dessa forma, os estudos sobre esses ambientes têm

crescido nos últimos 30 anos. Devido a essa importância econômica, a Estratigrafia de Sequências foi desenvolvida a partir do estudo de sistemas deposicionais costeiros e marinhos, sobretudo de bacias marginais (Assine *et al.*, 2001).

A planície costeira estende-se da linha de baía até a linha de costa e é caracterizada por sedimentação parálica, na qual os sedimentos apresentam simultaneamente características marinhas e continentais. É representada por depósitos relacionados a sistemas costeiros alimentados perpendicularmente à linha de costa por rios (leques costeiros e deltas), por correntes de maré (planícies de maré) ou por estuários (ambos), ou por sistemas costeiros alimentados paralelamente à linha de costa ou por correntes marinhas litorâneas (planície de cordões e ilha-barreira/laguna) – Assine *et al.* (2001).

As superfícies deposicionais em sistemas siliciclásticos costeiros são inclinadas para o oceano, ou seja, o preenchimento é lateral, delineando formas sigmoides (clinoformas). A arquitetura do preenchimento do espaço da acomodação é controlada pela relação entre a taxa do suprimento sedimentar e a taxa de variação relativa do nível do mar, podendo o empilhamento dos estratos ser agradacional, progradacional ou retrogradacional.

A aggradação ocorre quando o suprimento de sedimentos e a geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio (Figura 2). Nesse sentido, não há migração de fácies no sentido do continente ou no sentido da bacia deposicional.

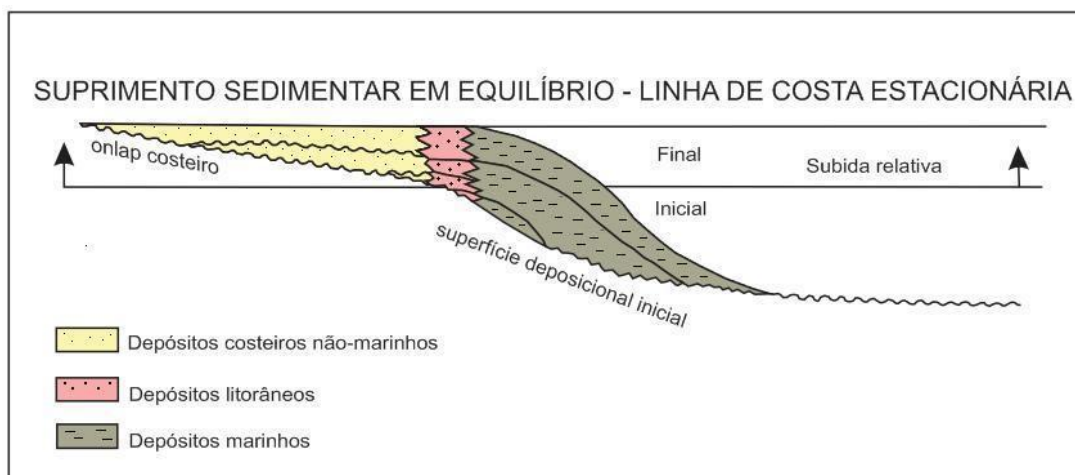


Figura 2: Agradação com elevação do nível do mar (modificado de Assine *et al.*, 2001).

A progradação ocorre quando a sedimentação se processa com a construção de clinoformas que se superpõem do continente para o oceano, sendo o deslocamento da linha de costa no mesmo sentido, conhecido como regressão marinha. A velocidade com que a progradação ocorre depende das taxas de suprimento sedimentar e de acomodação na plataforma. Há dois momentos na curva eustática em que a progradação é possível (Figura 3). No momento em que o nível do mar se encontra no topo da curva, mas permanece constante ou subindo lentamente, ocorre a progradação com regressão normal, que é definida como uma regressão marinha deposicional, onde há progradação contínua de clinoformas sedimentares sem erosão do prisma costeiro (Posamentier *et al.*, 1992). No momento em que o nível do mar está em lenta elevação, a taxa de suprimento sedimentar precisa ser suficientemente alta para suplantiar o aumento de espaço de acomodação gerado pela elevação do nível do mar.

A progradação com regressão forçada ocorre quando há uma queda brusca do nível relativo do mar, exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, transporte de sedimentos bacia adentro e redeposição por progradação a partir da nova linha de costa (Posamentier *et al.*, 1992).

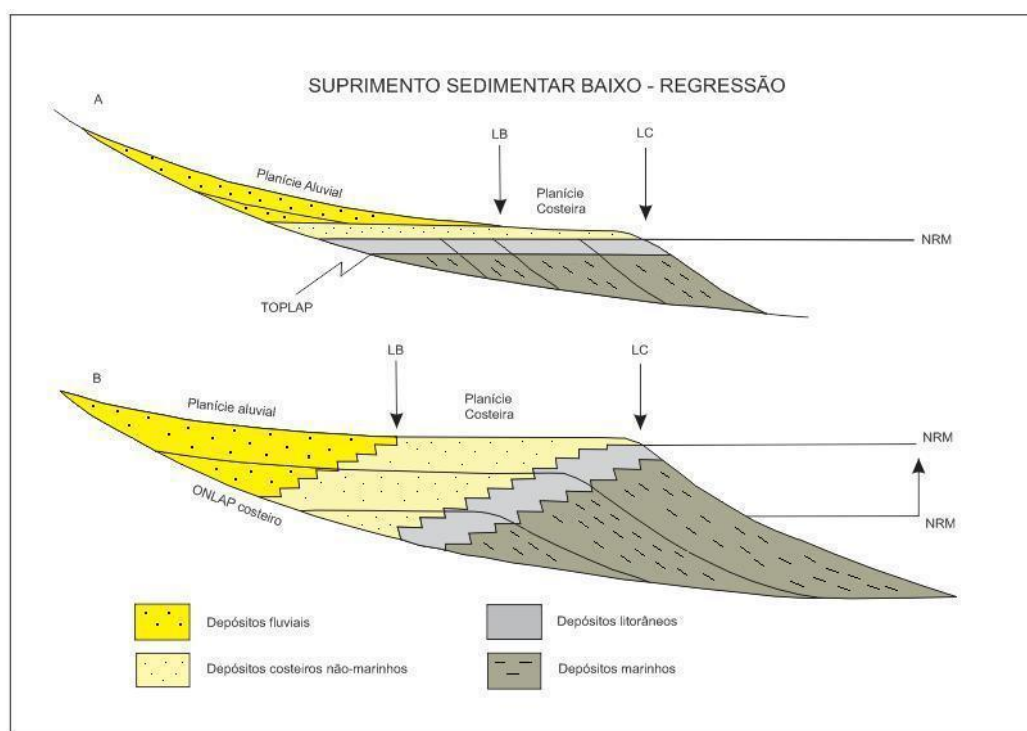


Figura 3: Regressão normal com progradação de fácies. A) NRM estacionário; B) NRM em elevação, indicado pelo onlap costeiro (LB = linha de baía; LC = linha de costa; NRM = nível relativo do mar) (modificado de Assine *et al.*, 2001).

A retrogradação ocorre quando a taxa de suprimento sedimentar é menor que a taxa de elevação do nível do mar, ocasionando uma transgressão marinha. Há um deslocamento das

fácies em direção ao continente, produzindo um empilhamento estratigráfico vertical com fácies de ambientes parálicos sobrepostas por fácies litorâneas que, por sua vez, são recobertas por fácies marinhas.

Quando a queda do nível relativo do mar é grande e rápida, os rios se rejuvenescem e aprofundam rapidamente seus talwegues em função de um novo perfil de equilíbrio, originando vales incisos. Vales incisos quaternários são muito comuns no litoral brasileiro e foram gerados durante o último período glacial, quando o nível do mar esteve até cerca de 130 metros abaixo do nível atual, expondo grande parte da plataforma continental (Assine *et al.*, 2001).

3.2. Flutuações do Nível do Mar no Quaternário no Brasil

Há várias evidências das variações do nível do mar ao longo do Holoceno, entre as quais o posicionamento de antigos terraços marinhos, controlados por datações por radiocarbono. Martin *et al.* (1993), a partir dos trabalhos de Bigarella (1971 *apud* Angulo *et al.*, 2005), Martin & Suguio (1975 *apud* Angulo *et al.*, 2005), Martin *et al.* (1980), Suguio *et al.* (1985), Dominguez *et al.* (1990), dentre outros, traçaram curvas de variação do nível do mar do Holoceno médio até o presente. Essas curvas apresentam um comportamento semelhante entre si, diferenciando apenas na idade em que as variações ocorreram.

Para Salvador/BA (13°S), a curva atingiu o nível de base atual em 7.100 anos AP. Já no litoral de Santos/SP (24°S), este momento teria ocorrido em 6.800 anos AP, enquanto que para Cananéia-Iguapé, também no litoral paulista (25°S), a curva do nível do mar, na transgressão holocênica, atingiu o nível de base igual ao atual em 6.600 anos AP (Martin *et al.*, 1985). Essas diferenças nas idades das variações do nível relativo do mar nas diferentes latitudes apresentadas poderiam estar relacionadas às variações do geoide no território brasileiro (Martin *et al.*, 1985).

Na curva para o litoral do Espírito Santo (18° S a 21° S) – Figura 4, o nível marinho alcançou o nível de base atual entre 7.100 e 7.000 anos AP. Chegando a 5 metros de elevação, o pico de subida do nível do mar na curva ocorreu aproximadamente em 5.100 anos AP (Martin *et al.*, 1997). Após esse período, ocorreu um suave rebaixamento do nível do mar, chegando ao nível de base presente. Duas rápidas elevações ocorreram no Holoceno final, uma entre 3.900 e 3.600 anos AP e outra entre 2.700 e 2.500 anos AP (Martin *et al.*, 1993).

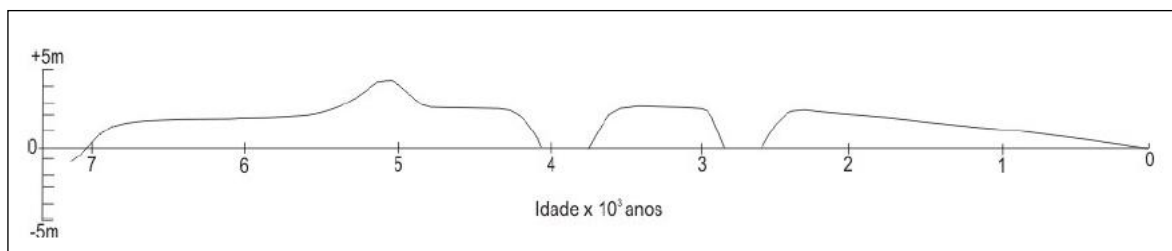


Figura 4: Curva de variação do nível relativo do mar durante o Holoceno na costa do Espírito Santo (Martin *et al.*, 1997).

Considerando que erros metodológicos e a interpretação de dados poderiam ter levado a um falso reconhecimento destas últimas oscilações no Holoceno final, Angulo *et al.* (2005), após removerem os pontos dispersos fora do *trend* principal, elaboraram uma curva do nível do mar para a costa leste brasileira em intervalos possíveis de elevações marinhas para latitudes acima ou abaixo de 28°, a partir de datações por radiocarbono em tubos de vermetídeos (Figura 5). Nesta curva, o máximo de transgressão se deu entre 5.800 e 5.000 anos AP, não ultrapassando 4 m em Santa Catarina. Além disso, não foram observadas as duas últimas rápidas elevações no Holoceno final como propôs Martin *et al.* (1993), mas sim um rebaixamento contínuo do nível relativo do mar entre 5.000 anos AP até o presente.

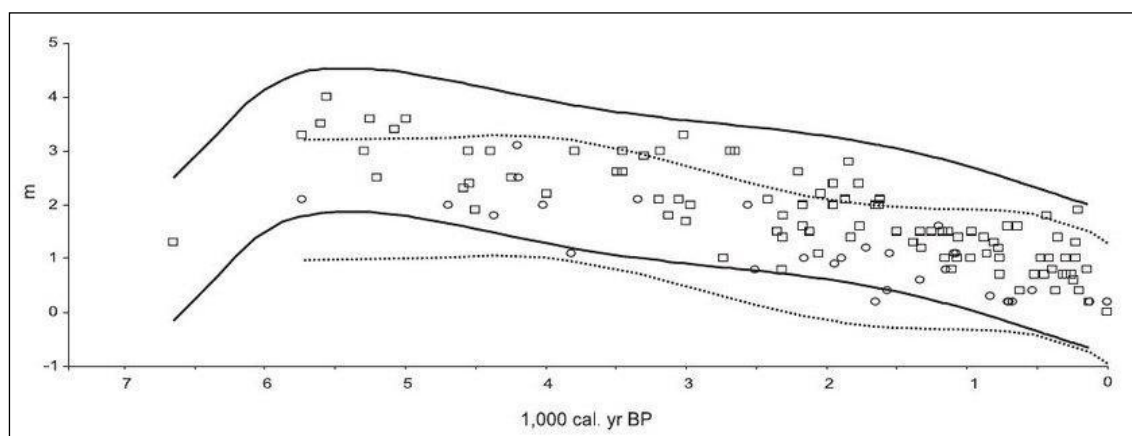


Figura 5: Curva de variação do nível do mar para a costa leste brasileira no Holoceno, segundo Angulo *et al.* (2005). Linhas contínuas estão associadas às reconstruções do nível marinho para os paralelos a norte de 28°, enquanto que as linhas em pontilhado correspondem aos limites para paralelos a sul de 28°.

3.3. Evolução Quaternária das Planícies Costeiras Brasileiras

Bacoccoli (1971) classificou os depósitos litorâneos quaternários localizados na área de influência dos rios Parnaíba, São Francisco, Jequitinhonha, Paraíba do Sul e Doce como deltas dominados por ondas, que teriam sido formados a partir da acreção lateral de cristas praias durante o Holoceno.

Dominguez *et al.* (1982), diferentemente de Bacoccoli (1971) e Bandeira Jr. *et al.* (1975 *apud* Hatushika, 2008), contestaram esta classificação de delta “altamente destrutivo”, não atribuindo a formação das planícies costeiras a processos deltaicos, uma vez que os rios mencionados anteriormente não seriam a principal fonte das areias acumuladas em suas desembocaduras. Esses sedimentos seriam provenientes da plataforma, retrabalhados e lançados na região costeira pela ação da deriva litorânea.

Martin *et al.* (1993) propuseram um modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras localizadas entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). Neste modelo, estes autores apresentaram diferentes fases de flutuação do nível do mar no Quaternário, que estariam relacionadas com os processos erosivos e de sedimentação nessas planícies costeiras. O modelo proposto assume oito principais fases de evolução paleogeográfica enquanto as planícies costeiras eram formadas (Figura 6):

- **1ª fase (Plioceno?):** esta fase foi relacionada ao período de sedimentação da Formação Barreiras, durante um período onde o clima era semi-árido e havia presença de chuvas esporádicas. Nessas condições, teriam se formado leques aluviais que foram depositados nos sopés das encostas. O nível relativo do mar, neste período, estaria abaixo do nível atual, e dessa forma os depósitos da Formação Barreiras recobriam parte da atual plataforma continental. Segundo Arai (2005) defende que o nível do mar, durante a deposição da Formação Barreiras (Superior), esteve mais elevado no Plioceno (4-5 Ma), devido a uma transgressão marinha posterior ao rebaixamento global do mar no Neomioceno.

- **2ª fase (Pleistoceno):** com o clima consideravelmente mais úmido, no Pleistoceno, a deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras teria cessado, e ocorrido então a Transgressão Antiga ou a antepenúltima transgressão. Com essa transgressão, a porção externa da Formação Barreiras foi em parte erodida, resultando em uma extensa linha de falésias visíveis em parte do litoral brasileiro.

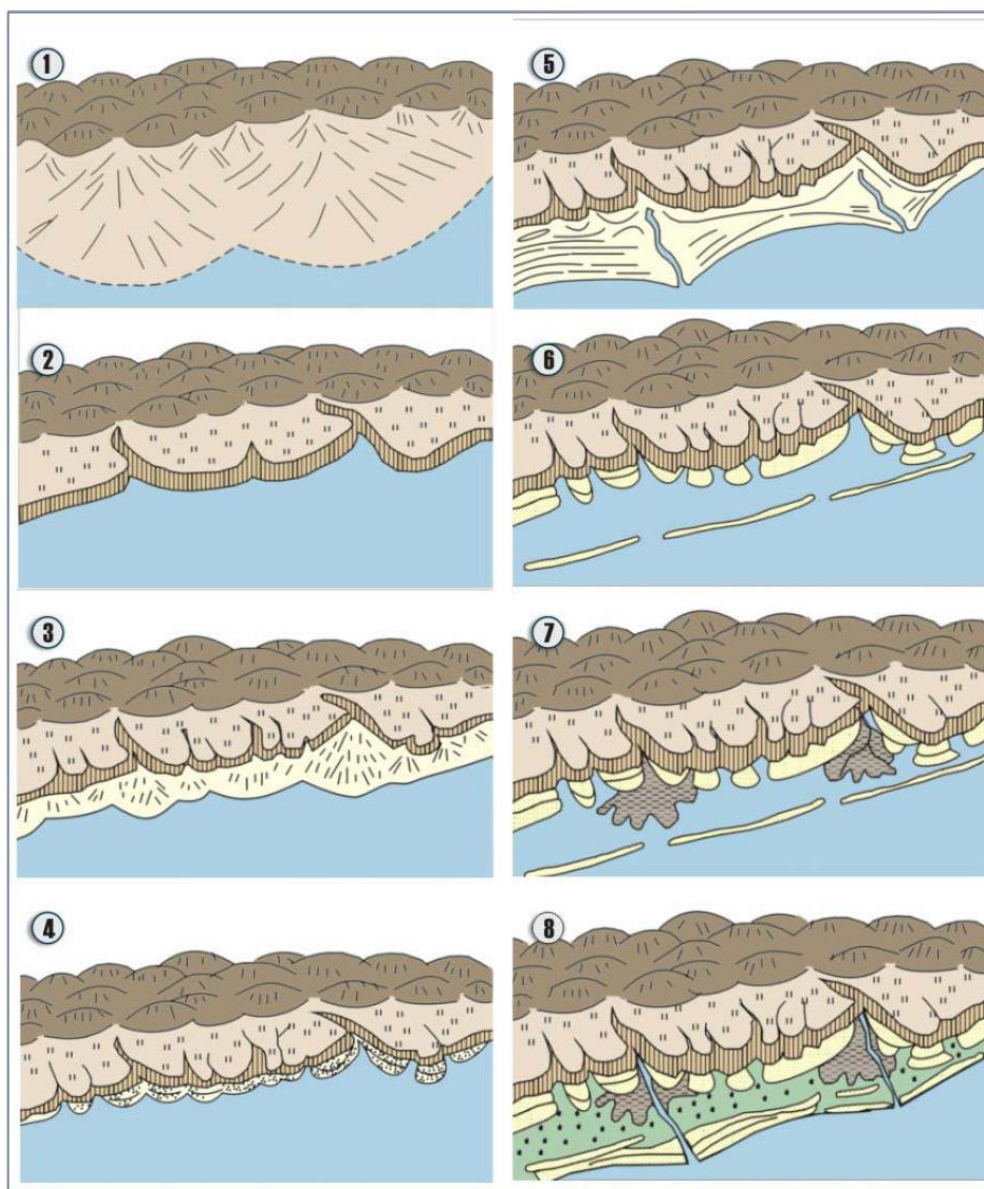


Figura 6: Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras em oito principais fases de evolução paleogeográfica (Martin et al., 1993 modificado por Hatushika, 2005).

- **3ª fase (Pleistoceno):** neste período, em condições de semi-aridez, teria ocorrido uma regressão marinha posterior ao máximo da Transgressão Antiga. Ao longo do sopé das falésias da Formação Barreiras, novos depósitos aluviais se formaram nesta fase.

- **4ª fase (Pleistoceno):** relativo ao máximo da Penúltima Transgressão (123.000 anos AP). Os sedimentos continentais originados no estágio anterior e parte dos depósitos da Formação Barreiras foram parcialmente erodidos, resultado da elevação do nível do mar. As linhas de falésias formadas no segundo estágio foram retrabalhadas e os baixos vales fluviais foram afogados, originando estuários e lagunas.

- **5ª fase (Pleistoceno):** uma posterior regressão marinha que se seguiu após a Penúltima Transgressão formou cristas praias progradantes, caracterizando a construção de terraços litorâneos pleistocênicos.

- **6ª fase (Holoceno):** posterior à dissecação dos terraços pleistocênicos e dos depósitos da Formação Barreiras, provocada pelo rebaixamento do nível do mar posterior à quinta fase, e que não foi incluído neste modelo, o nível do mar voltou a subir, inundando as planícies costeiras pleistocênicas durante a Última Transgressão, em 5.100 anos AP. Um conjunto de ilhas-barreiras, estabelecidas nesta fase, provocou o isolamento da planície inundada protegendo-a do mar aberto. Dessa forma essas áreas foram ocupadas por lagunas de dimensões consideráveis. Martin *et al.* (1993) consideraram que as ilhas-barreiras teriam se estabelecido antes do pico máximo da Última Transgressão, com base em datações de até 7.000 anos AP de conchas de moluscos e fragmentos de madeira carbonizada provenientes de sedimentos lagunares.

- **7ª fase (Holoceno):** como resultado da progradação dos deltas dominados por processos fluviais, as lagunas formadas no sexto estágio foram assoreadas. Este assoreamento levou ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras nas planícies costeiras quaternárias. Os deltas que assorearam as lagunas seriam intralagunares, com canais distributários dispostos segundo pé-de-pássaro.

- **8ª fase (Holoceno):** após o máximo transgressivo de 5.100 anos AP, com o rebaixamento do nível do mar, foram formados os terraços marinhos holocênicos a partir das ilhas-barreiras originais.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Localização e Principais Aspectos Fisiográficos

A Planície Costeira do Rio Doce está localizada na porção centro-leste do estado do Espírito Santo (Figura 7), na região de Linhares, e abrange uma área de aproximadamente 2.500 km² sendo limitada pelos meridianos 40° 00' 00" W e 39° 40' 00" W e pelos paralelos 18° 34' 00" S e 19° 50' 00" S. Os acessos aos principais pontos de interesse se dão por vias secundárias a partir da BR 101, a poucos quilômetros das saídas sul e leste de Linhares.

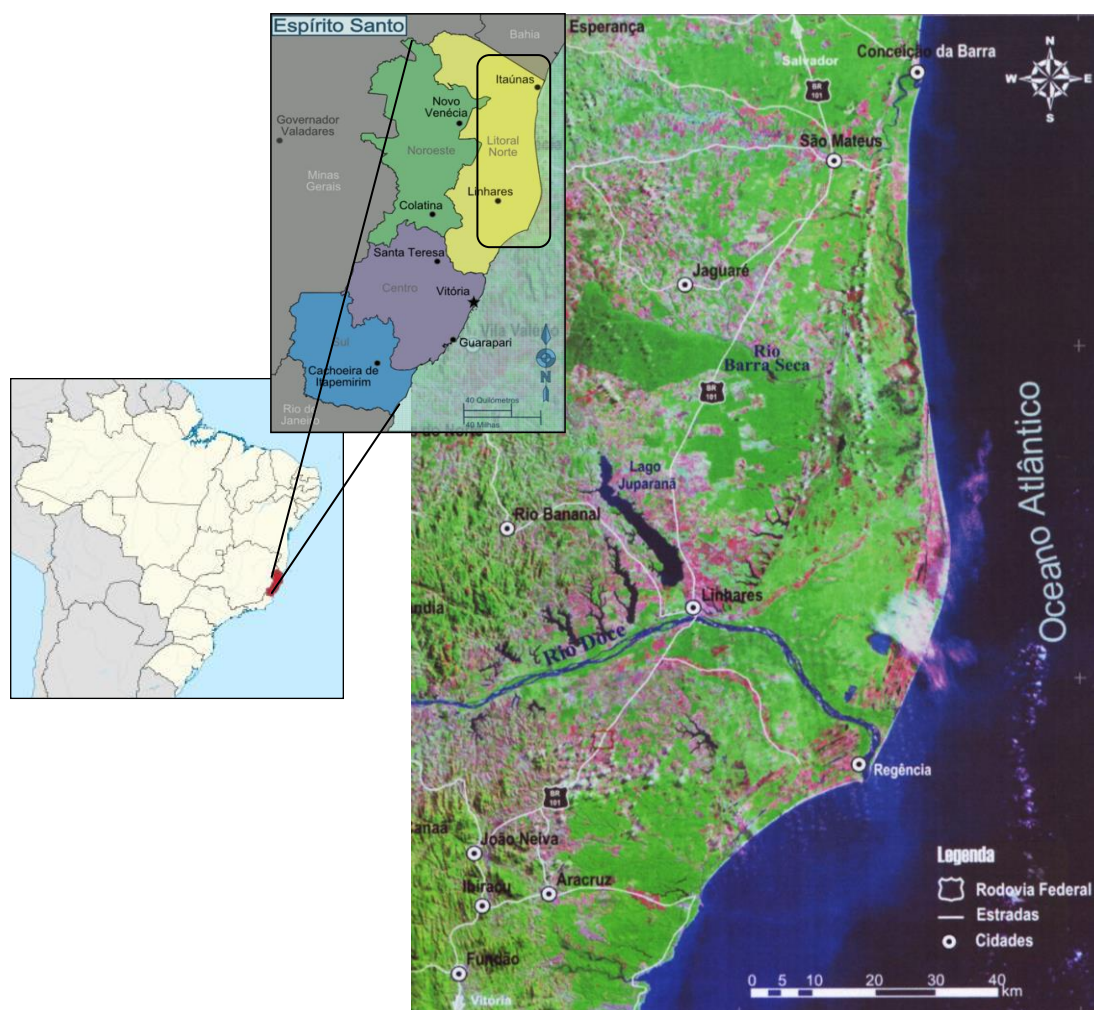


Figura 7: Localização da planície costeira do Rio Doce (ES), com a indicação das sedes dos municípios e suas principais vias de acesso (modificado de Hatushika, 2008).

O clima da região, segundo Jesus (1987), é do tipo Awi (classificação de Köppen), quente e úmido, com estação chuvosa no verão e seca no inverno. A temperatura média anual é de 23°C, sendo a média do período mais quente de 25,6°C (Fevereiro) e, no período mais frio, de 19,9°C (Julho), com precipitação média anual de 1249 mm (Engel, 2001).

A vegetação da região é classificada como Floresta Semidecidual de Terras Baixas, segundo IBGE (1992), popularmente chamada de “Floresta de Tabuleiro”.

Em termos hidrográficos, a planície quaternária do rio Doce é cortada por um rio principal, o rio Doce, o qual drena os estados do Espírito Santo e de Minas Gerais, sendo a mais importante bacia hidrográfica na Região Sudeste. Há também rios menores como o Itaúnas e o São Mateus, os quais estão associados à porção da planície costeira mais estreita.

4.2. Geomorfologia

De acordo com Martin *et al.* (1993), são reconhecidas três unidades geomorfológicas distintas no litoral do estado do Espírito Santo e que podem ser identificadas no mapa hipsométrico da região (Figura 8). São elas: região serrana, tabuleiros “terciários” e planície quaternária.

A região serrana se encontra a oeste, onde há a presença de terrenos com altitudes superiores a 200 m, referentes ao embasamento cristalino pré-cambriano. Há alinhamentos com direções NNW, que podem estar associados a deformações crustais pré-cambrianas e a possíveis reativações tectônicas durante do Mesozoico e Cenozoico (Hatushika, 2005).

Os tabuleiros “terciários”, também conhecidos como tabuleiros da Formação Barreiras, estão situados a leste da região serrana, e se estendem ao longo do litoral, definindo uma extensa linha de falésias, apresentando uma suave inclinação em direção ao oceano (Martin *et al.*, 1993).

Na porção topograficamente mais baixa, se encontra a planície quaternária, onde se instala o complexo costeiro. Estende-se de Barra do Riacho (ES) até Conceição da Barra (ES), com largura máxima de 35 km, possuindo forma de crescente assimétrico, convexo para o oceano. A planície sedimentar quaternária tem sua evolução geológica associada às flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais.

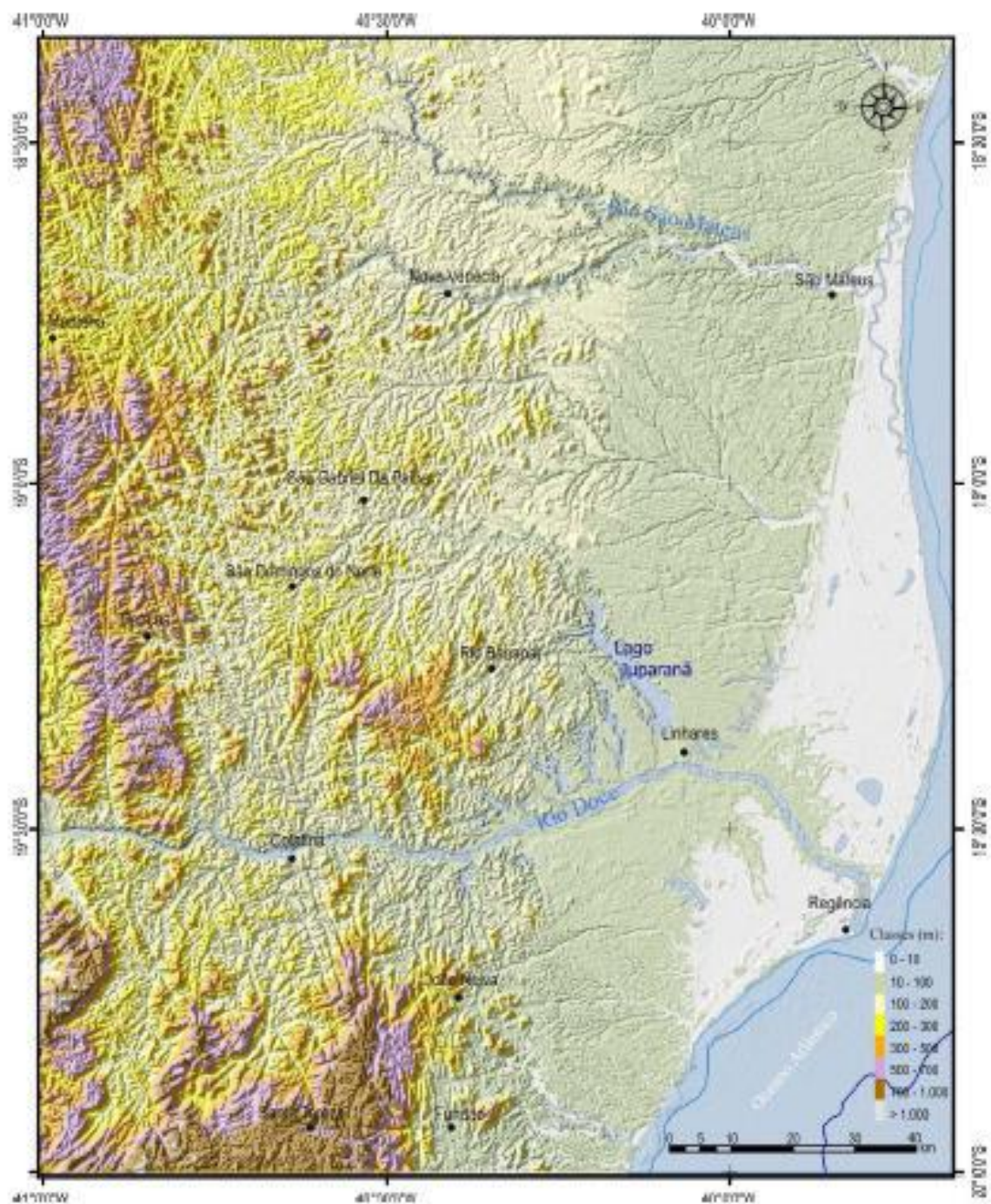


Figura 8 – Mapa hipsométrico sobreposto ao sombreamento de relevo (Hatushika, 2005 – dados a partir do MDE/SRTM). De modo geral, as classes maiores que 100m representam a região serrana, entre 10 e 100m os tabuleiros “terciários” e entre 0 e 10m a planície quaternária.

4.3. Geologia Regional

A geologia da área estudada é definida por um embasamento composto por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas, recobertas pelos depósitos da Formação Barreiras, referente ao final do registro sedimentar continental da bacia do Espírito Santo (Figura 9).

Sobrejacente a esses depósitos, encontra-se a cobertura quaternária, representada por sedimentos fluviais, lacustres, marinhos e lagunares (Silva *et al.*, 1987).

4.3.1. Embasamento Pré Cambriano

A região do baixo vale do rio Doce está situada na Província Mantiqueira (Figura 9), a leste do Cráton São Francisco e faz parte da Faixa Araçuaí (França *et al.*, 2007). Esta foi formada durante a Orogênese Brasileira (Almeida, 1977), correspondendo a uma faixa de dobramentos desenvolvida paralelamente ao Cráton de São Francisco, estendendo-se desde o cráton até o litoral.

A Faixa Araçuaí é constituída de três compartimentos tectônicos principais:

- domínio externo, definido por uma faixa de dobramentos e empurrões que circunscreve a margem sudeste do Cráton do São Francisco, possuindo transporte tectônico contra o mesmo. O metamorfismo neste domínio é representado por fácies xisto-verde a anfibolito baixo nas rochas supracrustais e é representado pelo Supergrupo Espinhaço e pelo Grupo Macaúbas, entre outros;

- domínio interno, que corresponde ao núcleo metamórfico-anatético, com expressiva quantidade de rochas graníticas (tipo I e S) originadas em estágios diversos da Orogênese Brasileira, incluindo também a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcálico;

- inflexão setentrional, que contém segmentos dos dois domínios anteriores e é caracterizada pela grande curvatura da Faixa Araçuaí, onde os traços estruturais infletem para leste (Heilbron *et al.*, 2004).

Durante o Mesozoico, reativações de zonas de cisalhamento dúcteis tardias, referentes ao Ciclo Brasileiro, segundo Novais (2005), são registradas pela constatação de ocorrências de diques básicos jurássicos (170 Ma) da Suíte Intrusiva Fundão, descrita por Silva *et al.* (1987).

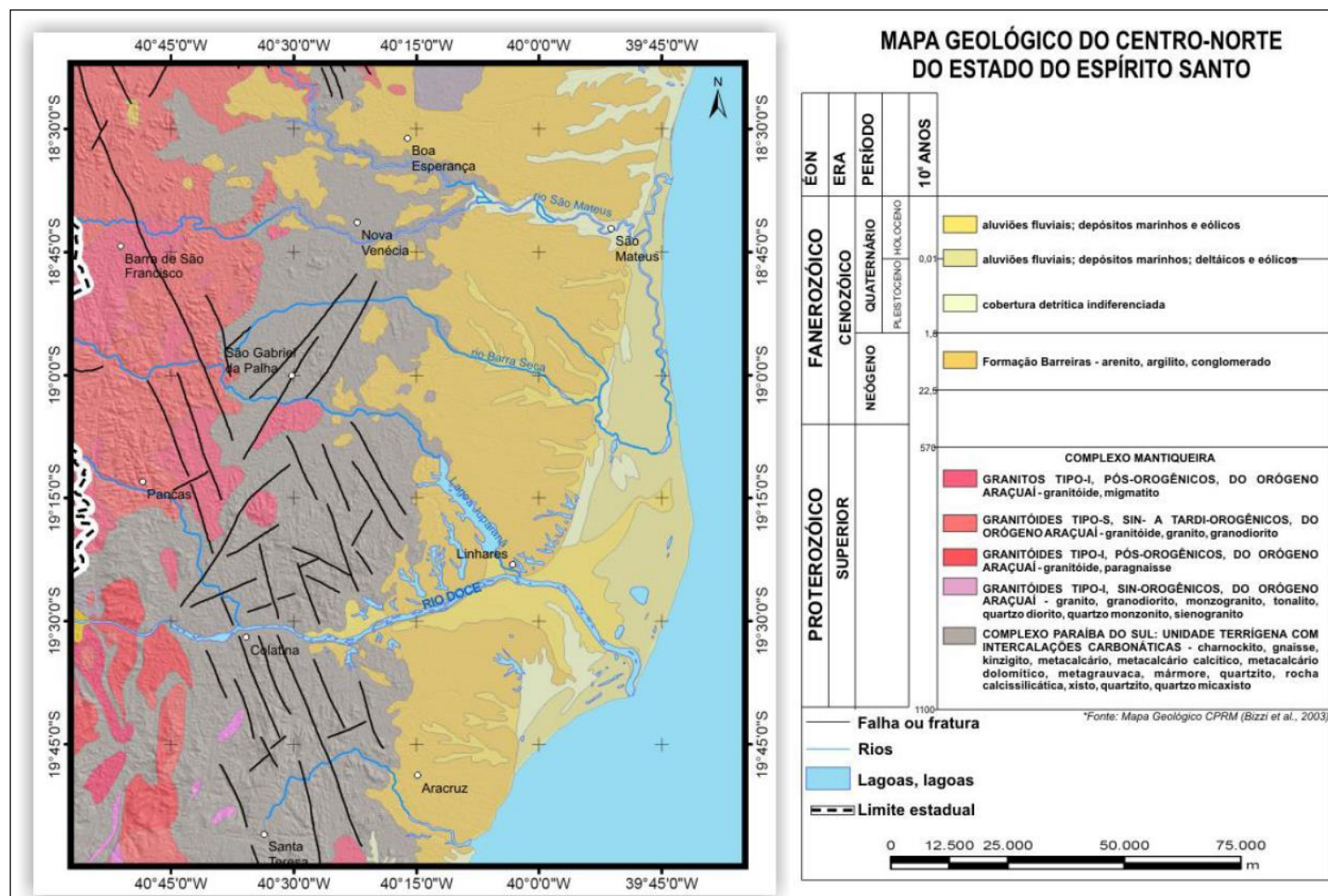


Figura 9: Mapa geológico da região centro-norte do estado do Espírito Santo (Bizzi et al., 2003 in Miranda, 2009).

Ainda segundo Silva *et al.* (1987), a região tem um padrão estrutural complexo, com feições de lineamentos de muitas direções, estruturas relacionadas à tectônica dúctil e sistemas de falhas e alinhamentos regionais que caracterizam estruturas rúpteis.

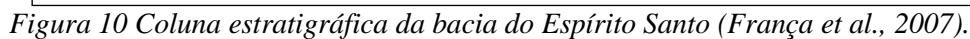
4.3.2. Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo está situada no estado do Espírito Santo, delimitada a sul com a Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, e a norte, com a Bacia de Mucuri (França *et al.*, 2007). Assim como as demais bacias sedimentares marginais da costa leste brasileira, a bacia do Espírito Santo foi formada a partir da quebra dos continentes sul americano e africano na abertura do Atlântico Sul e pode ter sua estratigrafia dividida em três sequências tectonossedimentares distintas: Rifte, Pós-Rifte e Drifte, que evoluíram desde o Neocomiano até o Holoceno (Figura 10).

A Supersequência Rifte, de idade valanginiana a aptiana inicial, foi originada a partir de esforços distensionais ligados à fragmentação do Gondwana, iniciando a sedimentação na bacia do Espírito Santo. Nesta época predominava um ambiente lacustre, com contribuição fluvial e aluvial nas bordas de falhas e nos altos estruturais internos. Intercalados aos depósitos sedimentares, encontram-se as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Formação Cabiúnas).

A Supersequência Pós-Rifte é datada do Aptiano ao Albiano inicial, representando a passagem de um ambiente continental para um ambiente marinho restrito, onde sistemas fluviais entrelaçados e deltaicos depositaram rochas clásticas e *sabkhas*, enquanto sub-bacias restritas foram responsáveis pela deposição de evaporitos.

A Supersequência Drifte foi depositada a partir do Albiano, representando um registro estratigráfico típico de margem passiva, iniciando-se por um intervalo transgressivo. No Paleógeno, a bacia sofreu nova fase tectônica, o que provocou rebaixamento do nível do mar devido à ocorrência de importantes eventos como o soerguimento da Serra do Mar e vulcanismo de Abrolhos. Rochas vulcânicas básicas compõem a Formação Abrolhos e foram originadas na bacia entre o Santoniano e o Oligoceno, com pico no Eoceno médio. Uma fase regressiva se iniciou no Eoceno médio, definida por progradações de arenitos relacionados a ambiente continental/transicional/marinho raso (Formação Rio Doce). Também nesta fase regressiva, foram depositados calcarenitos bioclásticos, em uma plataforma que se desenvolveu sobre o complexo vulcânico de Abrolhos.



Os depósitos da Formação Barreiras, que afloram em todo o litoral do Espírito Santo, são definidos por areias grossas a conglomeráticas, com matriz caulínica e estruturas de estratificação cruzada planar, areias grossas quartzosas com matriz areno-argilosa, e argilas arroxeadas levemente arenosas, com níveis lamosos com tons avermelhados e esbranquiçados (Ferrari *et al.*, 1981). Segundo Moraes (2007), os depósitos da Formação Barreiras, no estado do Espírito Santo, foram formados em um cenário deposicional referente a ambientes fluviais, indicando origem continental. A sedimentação da Formação Barreiras ocorreu provavelmente durante o Plioceno, em um ambiente com clima semi-árido, com chuvas esporádicas torrenciais. Com isso, teriam se formado amplas faixas de leques aluviais no sopé das encostas constituídas pelas rochas do embasamento.

4.3.3. Depósitos Quaternários

No topo da Bacia do Espírito Santo, estão as unidades litoestratigráficas quaternárias, que se sobrepõem aos depósitos da Formação Barreiras e Rio Doce, incluindo sedimentos marinhos e continentais (terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, depósitos lagunares holocênicos, de manguezais, de turfa, fluviais arenosos e argilo-arenosos holocênicos e depósitos aluviais e coluviais indiferenciados - Martin *et al.*, 1997) - Figura 11.

Formados por conjuntos de cordões litorâneos, os terraços marinhos são os depósitos mais abundantes da planície costeira do rio Doce (Dominguez *et al.*, 1987). Esses terraços são construídos por prismas praias alongados, também conhecidos como cordões litorâneos, formados em diferentes níveis marinhos durante o Quaternário e que, consequentemente, constituem as diversas gerações de depósitos marinhos arenosos na região. Os cordões litorâneos são formados a partir da progradação da planície costeira dominada por ondas (*strandplains*) ou da frente deltaica pretérita quando associada a uma desembocadura fluvial, também sob o domínio de ondas. Os depósitos arenosos referentes a esses terraços marinhos foram distinguidos entre si por aspectos geomorfológicos, nítidos principalmente em imagens de satélite e fotos aéreas, sedimentológicos e geocronológicos em: terraços pleistocênicos e terraços holocênicos.

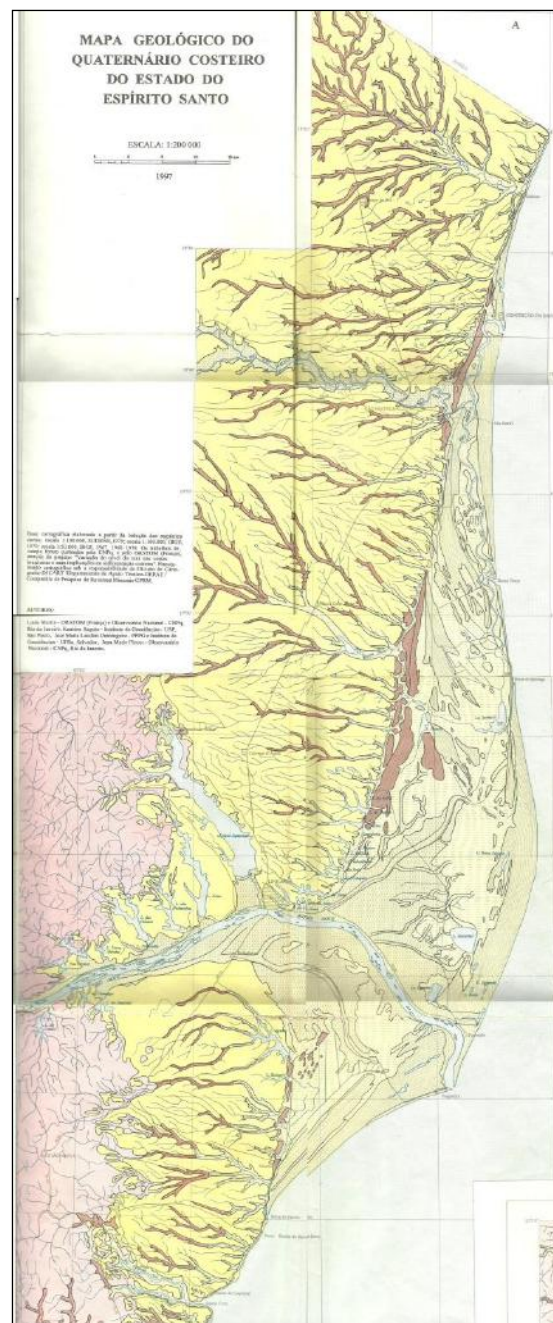
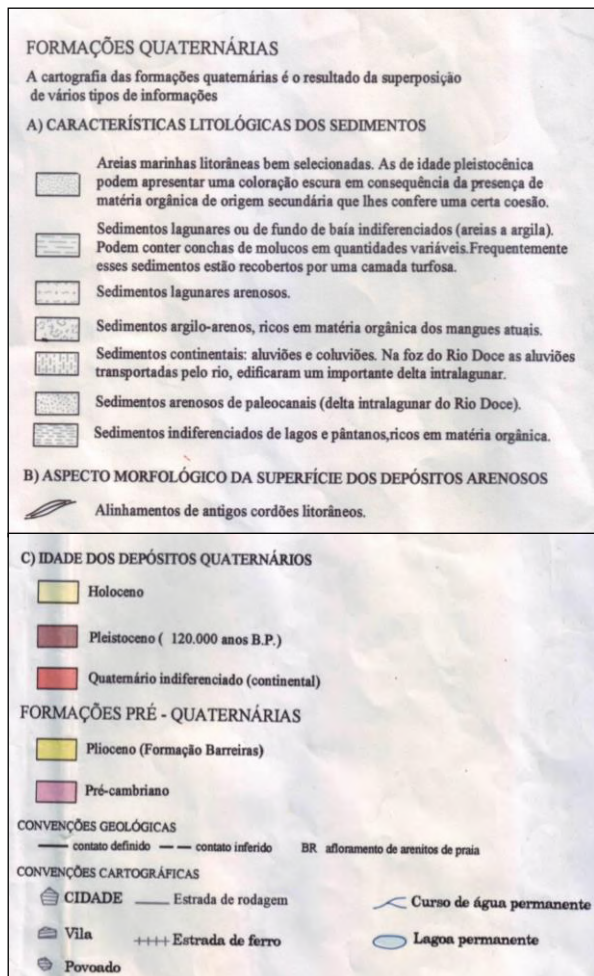


Figura 11: Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado do Espírito Santo (Martin et al., 1997).

Os terraços marinhos pleistocênicos ocorrem nas porções mais internas da planície costeira, com altitudes que chegam a 9 m, diminuindo em direção ao oceano (Hatushika, 2008). Os sedimentos arenosos que representam esses terraços são escuros (*coffe rock*), sem presença de fragmentos de concha devido à lixiviação de ácido húmico e cimentados em profundidade, também devido à lixiviação de ácido húmico e óxidos de ferro dos horizontes superficiais (Hatushika, 2008). Apresentam escassez de estruturas sedimentares, porém Dominguez et al. (1987) observaram bioturbações do icnogênero *Ophiomorpha* associadas com camadas tabulares do arenito escuro com estratificação cruzada. Esses depósitos pleistocênicos foram datados por radiocarbono em 35.000 anos AP (Martin et al., 1979;

Martin *et al.*, 1980) e em 120.000 anos AP (Martin *et al.*, 1982), sendo atribuídos à Penúltima Transgressão (Dominguez *et al.*, 1987; Martin *et al.*, 1993).

Situados externamente em relação aos pleistocênicos, os terraços marinhos holocênicos (Figura 12) são constituídos por cordões litorâneos mais contínuos e próximos entre si, se comparados às cristas dos cordões pleistocênicos (Martin *et al.*, 1993). São compostos por areias mais claras, de baixa coesão, de granulometria média a grossa, mal selecionadas, com grânulos e seixos, grande quantidade de minerais pesados concentrados em lâminas, principalmente ilmenita, megnetita, zircão e turmalina (Bandeira Jr. *et al.*, 1975 *apud* Hatushika, 2008) e com maior presença de conchas (Martin *et al.*, 1993). Os minerais pesados evidenciam estratificações planares horizontais, as quais são as estruturas mais aparentes segundo Bandeira Jr. *et al.* (1975 *apud* Hatushika 2008). Também foram observados tubos de icnogênero *Ophiomorpha* associados a camadas tabulares inclinadas com estratificação cruzada (Dominguez *et al.*, 1987). Conchas de bivalves e gastrópodes, e tecas de foraminíferos são observadas nestes depósitos. Os cordões referentes aos terraços holocênicos foram datados com idades inferiores a 5.100 anos AP, estando, assim, relacionados à Última Transgressão.

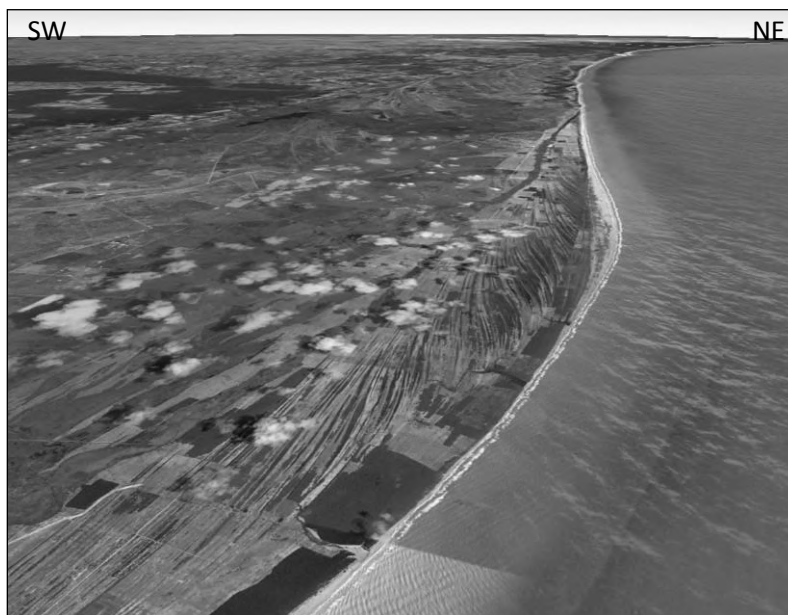


Figura 12: Vista aérea dos terraços marinhos holocênicos, com destaque para os cordões litorâneos construídos paralelamente entre si (Modificado de Google Earth).

Os cordões litorâneos da planície costeira do rio Doce apresentam diversas discontinuidades geradas pelas alternâncias de erosão e construção dos prismas arenosos, que foram atribuídas, por diversos autores, a diferentes processos ao longo do Holoceno. Os terraços holocênicos foram os mais afetados por essas discontinuidades.

Entre os terraços pleistocênicos e holocênicos, e também entre gerações distintas de cordões holocênicos, estão os depósitos de paleolaguna. Esses depósitos são compostos por sedimentos argilo-arenosos escuros, ricos em matéria orgânica, com presença de madeira e conchas. Foram indicadas duas gerações de depósitos lagunares de acordo com datações por radiocarbono em conchas de moluscos e fragmentos de madeira (Martin *et al.*, 1993). Na área deprimida entre os cordões pleistocênicos e holocênicos, as conchas foram datadas em idades aproximadas a 5.500 anos AP, enquanto fragmentos de madeira indicaram idades aproximadas a 4.600 anos AP. Já nas datações realizadas entre duas gerações de cordões holocênicos, as conchas apresentaram idades entre 3.060 e 3.540 anos AP, e a madeira foi datada em 3.430 anos AP (Martin *et al.*, 1993). As datações que apresentaram maior idade foram atribuídas a um sistema lagunar formado em um estágio de submersão anterior a 5.100 anos AP. As conchas que apresentam idades superiores a 5.500 anos AP sugerem maior influência marinha durante a submersão, enquanto que os fragmentos de madeira, com idades menores, estariam relacionados à fase de emersão e colmatação da paleolaguna. Segundo Martin *et al.* (1993) a fase lagunar mais recente é atribuída a uma submersão posterior, que teria provocado a invasão e reocupação das lagunas entre os cordões holocênicos.

Após 5.100 anos AP, a tendência de ressecção fez com que estas lagunas se transformassem em pântanos, com camadas de turfa de até 0,5 m de espessura (Martin *et al.*, 1997). Estes depósitos preenchem pequenas calhas entre os cordões litorâneos e recobrem extensas áreas na porção sul da planície costeira do rio Doce e apresentam geometria em lençol.

Os depósitos fluviais argilo-arenosos e arenosos holocênicos são representados por paleocanais situados a norte e sul da planície. Esses paleocanais teriam se desenvolvido como um delta intralagunar, dominado por processos fluviais, com padrão pé-de-pássaro (Martin *et al.*, 1997). Em sondagens, Bandeira Jr. *et al.* (1975 *apud* Hatushika, 2008) identificaram sedimentos fluviais sobre depósitos das paleolagunas identificadas. Os depósitos de canais são formados por areias finas a grossas, com poucos grãos de feldspato, mal selecionados, com presença de grânulos e seixos dispersos (Bandeira Jr. *et al.*, 1975 *apud* Hatushika, 2008). Também podem ser observados intraclastos de argila rica em matéria orgânica e microorganismos de água doce (diatomáceas e tecamebas). Lateralmente, estes sedimentos intercalam-se com as argilas sílticas e siltes argilosos, ricos em matéria orgânica, depositados na planície de inundação.

Martin *et al.* (1993) agruparam os sedimentos areno-argilosos encontrados nos vales acima do limite atingido pela Penúltima Transgressão e os denominaram como depósitos

aluviais e coluviais indiferenciados, devido à impossibilidade de estes sedimentos serem separados, visto que foram datados em diferentes idades.

Piazza *et al.* (1974 *apud* Hatushika, 2008) descreveram a Formação Monsarás como unidade inferior da sucessão sedimentar quaternária, reunindo argilas plásticas e silticas de coloração acinzentada, com intercalações de lâminas de silte e areia muito fina, com estratificação planar horizontal, e bioturbações. Esta sucessão sedimentar marinha foi depositada durante a última transgressão, onde os depósitos arenosos se referem a sedimentos de prodelta depositados durante a fase de progradação da planície costeira, iniciada na metade do Holoceno até os dias atuais. Estes autores também definiram a Formação Linhares como a unidade superior da sucessão quaternária da bacia do Espírito Santo, formada por complexos depósitos da planície costeira, como sedimentos lagunares, de canais fluviais e *levees*, de maguezais e de pântanos, dividida nos membros Povoação e Barro Novo. Os depósitos da frente deltaica (Membro Povoação) consistem em areias grossas quartzosas, mal selecionadas, com grânulos e seixos, com presença de minerais escuros (hornblenda, zircão, monazita, turmalina, ilmenita e magnetita) e pacotes de areia média a fina, micácea, bem selecionada, relacionados a sedimentos de cordões litorâneos ricos em biodetritos, depositados na praia e *shoreface*. Esses sedimentos foram depositados após o máximo transgressivo, a partir da progradação do prisma costeiro devido à fase regressiva da linha de costa. Os sedimentos fluvio-deltaicos (Membro Barro Novo) consistem em areias finas a grossas, mal selecionadas, em parte conglomeráticas, micáceas, siltes argilosos, argilas silticas, com grande quantidade de matéria orgânica, turfas e vasas orgânicas (Bandeira Jr. *et al.*, 1975 *apud* Hatushika, 2008).

5. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO DOCE

Como visto anteriormente, no item 3.2 (Figura 4), estudos das variações relativas do nível relativo do mar na planície costeira do rio Doce mostraram fases de elevação e de rebaixamento (Martin *et al.*, 1993). O nível relativo do mar teria subido antes de 5.100 anos AP, entre 3.900 e 3.600 anos AP, e entre 2.700 e 2.500 anos AP. E teria abaixado entre 5.100 e 3.900 anos AP, entre 3.600 e 2.800 anos AP, e a partir de 2.500 anos AP. Desta forma, Martin *et al.* (1993) reconheceram que a evolução holocênica da planície costeira do rio Doce pode ser dividida em vários estágios:

- **Estágio A (anterior a 5.100 anos AP)** - esta fase corresponde à formação de um sistema de ilhas-barreiras, que teria proporcionado a formação de uma laguna que capturava os sedimentos do rio Doce, formando assim um delta intralagunar (Figura 13a).

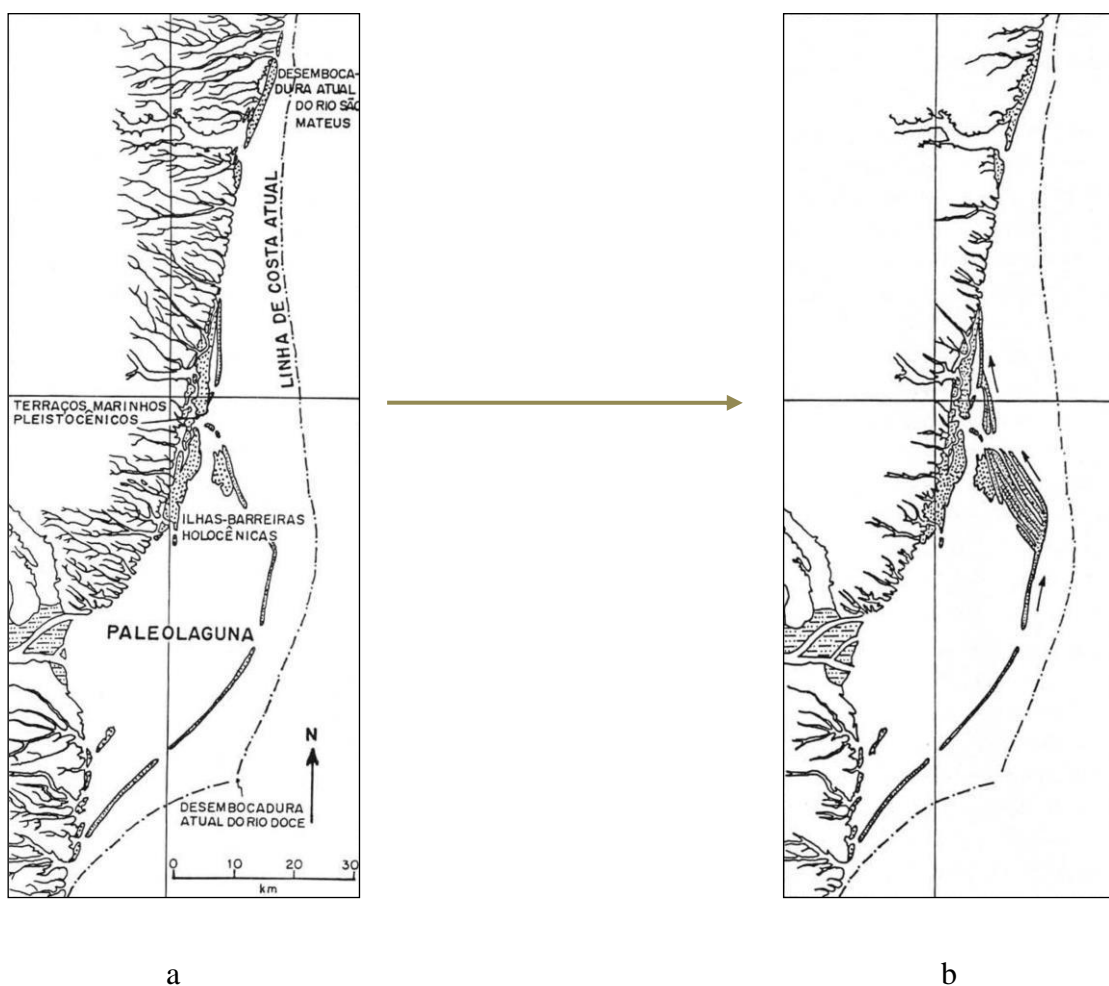


Figura 13: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin *et al.*, 1993). (a) Estágio A. (b) Estágio B (final).

- **Estágio B (entre 5.100 e 4.200 anos AP)** - quando o nível do mar encontrava-se em seu máximo, em 5.100 anos AP, haveria uma concavidade acentuada que teria capturado as areias transportadas pela corrente de deriva litorânea. Este preenchimento deve ter ocorrido por progradação da linha de costa no sentido de sul para norte. Assim a primeira geração de terraços arenosos holocênicos deve ter se formado sob condições hidrodinâmicas geradas por ondas eficazes do setor sul. Segundo Martin *et al.* (1993), há no mínimo sete discordâncias entre grupos de cordões litorâneos, correspondentes a um mesmo número de processos erosivos ligados a diferentes condições hidrodinâmicas. Durante esse estágio, o delta intralagunar funcionava com os cinco braços ativos (Martin *et al.*, 1993). Para Dominguez *et al.* (1987), através da datação de uma amostra coletada na extremidade do paleocanal norte (idade de 4.250 anos AP), o canal já ocupava grande parte da laguna nessa época, e consequentemente teria atingido cedo o oceano (Figura 13b).

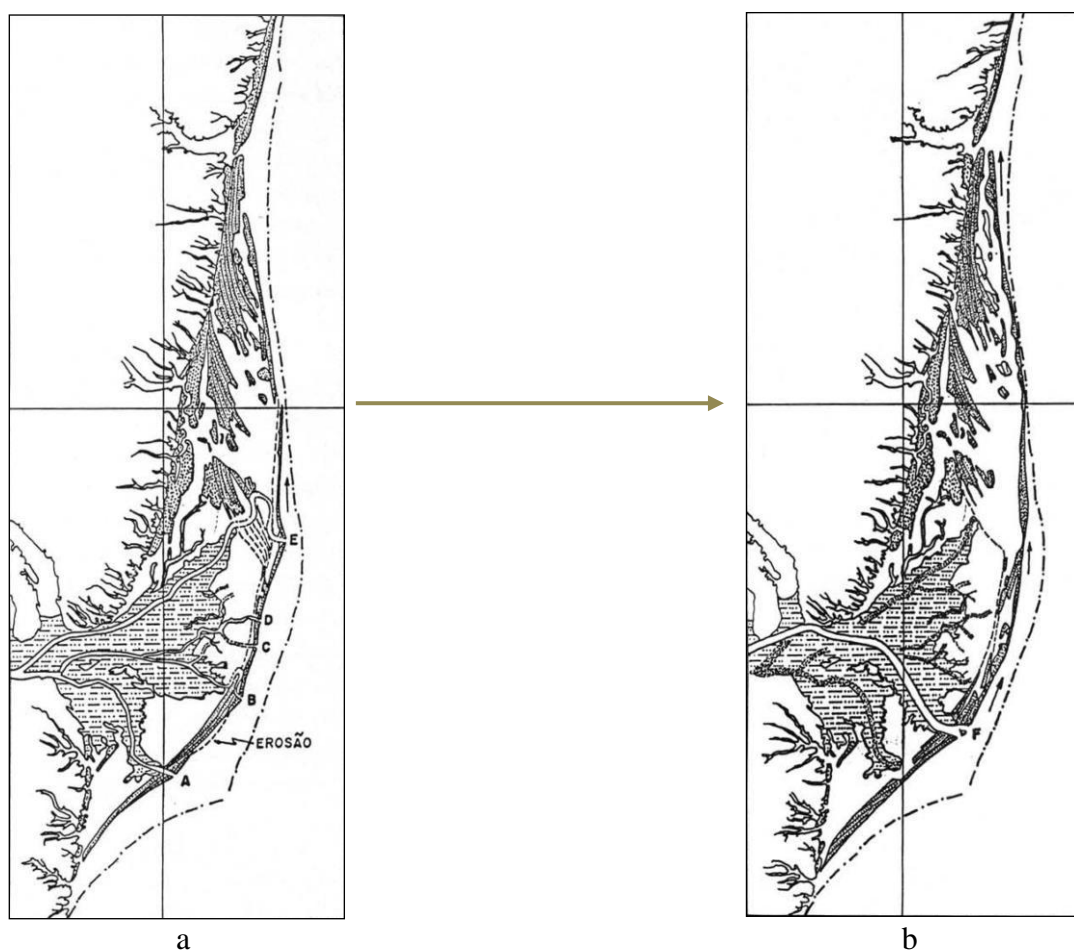


Figura 14: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin *et al.*, 1993). (a) Estágio C (final). (b) Estágio D (final).

- **Estágio C (entre 4.200 e 3.900 anos AP)** - neste momento houve o rebaixamento do nível do mar, permitindo que as cinco desembocaduras funcionassem ao mesmo tempo (Figura 14a), e atingissem simultaneamente o oceano.

- **Estágio D (entre 3.900 e 3.600 anos AP)** - houve uma importante fase de erosão litorânea, sendo atribuída a uma rápida subida do nível relativo do mar (Martin *et al.*, 1993). Foi nesta fase que houve a reocupação de algumas partes da antiga laguna e o afogamento das cinco desembocaduras, tornando-as, assim, instáveis (Martin *et al.*, 1993). Ainda segundo Martin *et al.* (1993), as desembocaduras foram substituídas então por um único canal (Figura 14b).

- **Estágio E (entre 3.600 e 2.700 anos AP)** - nesta etapa houve uma intensa progradação a partir de sedimentos fornecidos pela nova desembocadura; provavelmente, o canal deve ter se dividido em dois braços devido a uma construção de uma ilha em frente à paleodesembocadura (Figura 15a).

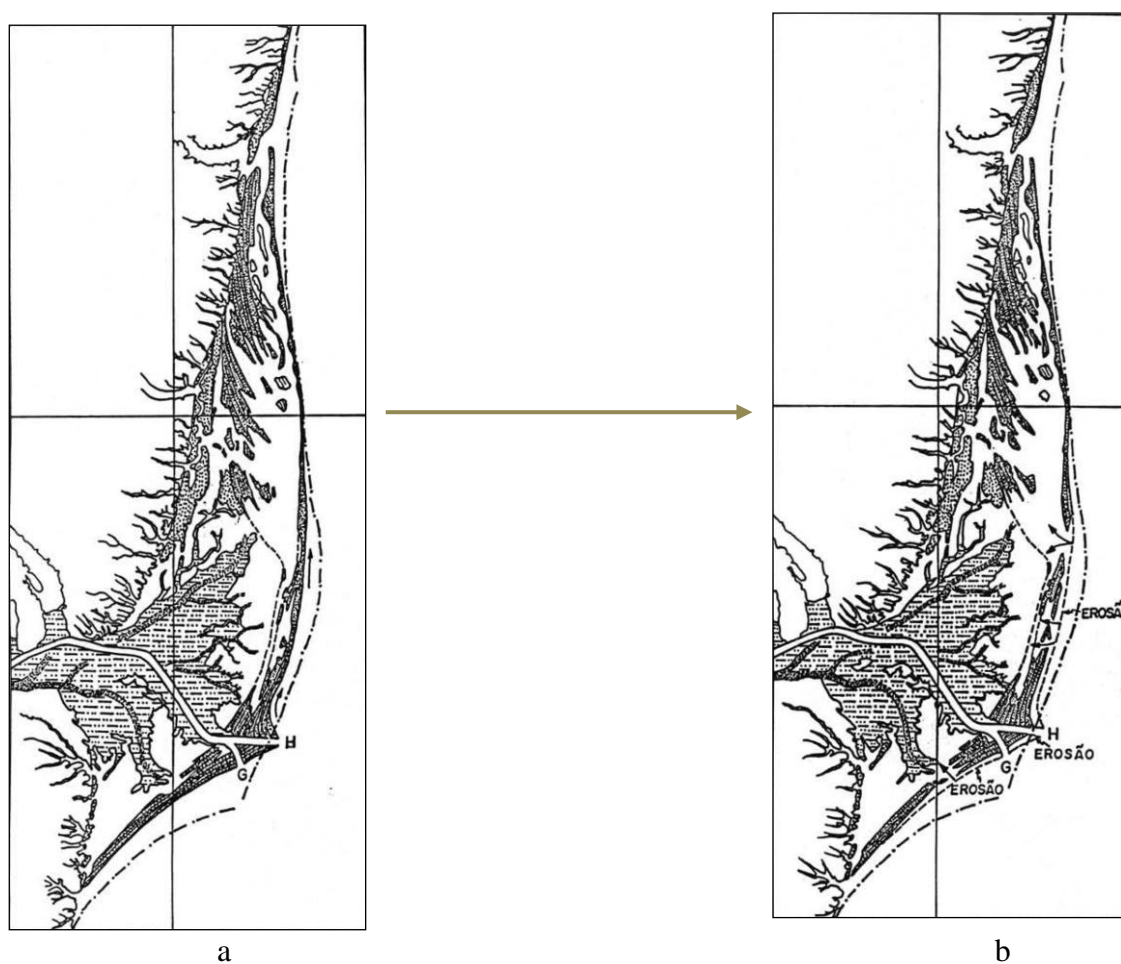


Figura 15: Estágios evolutivos da planície costeira do rio Doce (Martin *et al.*, 1993). (a) Estágio E. (b) Estágio F.

- **Estágio F (entre 2.700 e 2.500 anos AP)** - uma nova fase de erosão generalizada (Figura 15b) afetou ambas as desembocaduras, porém o efeito parece ter sido menos importante que aquele produzido no Estágio D (Martin *et al.*, 1993). As duas desembocaduras não foram abandonadas, provavelmente porque os sedimentos arenosos do rio Doce se encontravam muito mais concentrados do que na fase onde havia cinco desembocaduras.

- **Estágio G (de 2.500 anos AP até hoje)** - diversas fases de construção e de erosão foram evidenciadas pelas discordâncias nos alinhamentos das cristas praias.

A principal questão é quando o rio Doce teria passado a desembocar diretamente no oceano, podendo então contribuir com sedimentos para formação dos terraços marinhos cobertos por cristas praias. Pode-se admitir duas alternativas: a) uma em que o delta intralagunar teria colmatado rapidamente a laguna e alguns dos braços existentes teriam atingido o oceano muito cedo; b) e outra em que um brusco rebaixamento do nível relativo do mar teria provocado a saída simultânea de diversos braços ativos do delta intralagunar no oceano (Martin *et al.*, 1993). Os cinco tributários parecem ter atingido mais ou menos simultaneamente o oceano, o que não teria ocorrido se as suas saídas para o oceano tivessem sido causadas por uma rápida colmatção da paleolaguna (Martin *et al.*, 1993). Corroborando essa ideia, Martin *et al.* (1993) encontraram uma idade de 3.940 ± 200 anos AP para cristas praias ligadas ao início de uma dessas desembocaduras fluviais. Essa idade é compatível com um dos rebaixamentos do nível relativo do mar.

Segundo Dominguez *et al.* (1989), o delta intralagunar já ocupava há 5.100 anos AP a maior parte da zona central da laguna, e com isso a colmatção da laguna teria sido o motivo pelo qual o rio Doce teria saído diretamente para o oceano muito cedo. Porém, Martin *et al.* (1993) afirmam que não é possível relacionar as paleodesembocaduras existentes com os depósitos arenosos que foram formados na porção norte da planície entre 5.100 e 4.100 anos AP. Somente a partir de 3.600 anos AP é que a evolução das desembocaduras pode ser ligada aos terraços arenosos. Além do mais, de acordo com Martin *et al.* (1993), para que houvesse o assoreamento dessa paleolaguna, o volume exigido de sedimentos seria muito grande, pois o paleoestuário do rio Doce era muito profundo.

Considerando as flutuações de alta frequência do nível relativo do mar no Holoceno, Suguio *et al.* (1981) atribuíram o afogamento dos primeiros terraços à segunda fase de submersão, no período entre 3.800 a 3.500 anos AP, que, segundo esses mesmos autores, teria promovido a formação de novos sistemas de ilhas-barreiras. A terceira submersão (2.700 a 2.500 anos AP) seria representada por um importante truncamento dos cordões litorâneos, que

teria dividido dois conjuntos distintos de terraços holocênicos (Suguio *et al.*, 1981; Dominguez *et al.*, 1987).

Ao contrário de Dominguez *et al.* (1983) que atribuíram a construção dos terraços pleistocênicos e da primeira geração de terraços holocênicos à atuação da deriva litorânea de norte para sul, Martin *et al.* (1993), apontaram o transporte litorâneo efetivo de sul para norte como sendo o responsável pela acumulação dos depósitos arenosos durante as etapas construtivas dos cordões litorâneos. De acordo com Dominguez *et al.* (1983), essa deriva litorânea teria mudado o sentido em seguida, o que é evidenciado pelo crescimento de esporões e acumulação costeira assimétrica, com forma sigmoidal dos cordões litorâneos, indicando um sentido de sul para norte. Atualmente, os pontais arenosos na desembocadura atual do rio Doce, indicam que o sentido da deriva litorânea mudou recentemente, sugerindo um transporte efetivo de norte para sul (Dominguez *et al.*, 1983).

A contribuição do transporte litorâneo na construção dos terraços marinhos arenosos é muito clara. Martin *et al.* (1993) consideraram que a contribuição de sedimentos do rio Doce na construção dos terraços holocênicos só poderia ter se dado após o mesmo alcançar o oceano, não contribuindo para a formação da primeira geração de terraços marinhos holocênicos. Quando os sedimentos do rio Doce puderam ser importantes na acumulação dos depósitos de cordões litorâneos, o transporte longitudinal eficaz, com sentido de sul para norte, permitiu a contribuição fluvial apenas no flanco norte da planície costeira (Martin *et al.*, 1993). De acordo com esses autores, a deriva litorânea seria o principal transportador de sedimentos para a construção da planície do rio Doce. Essas areias que geraram os terraços marinhos são provenientes da plataforma continental, a qual foi exposta devido ao rebaixamento do nível do mar nos últimos 5.000 anos.

Hatushika (2008), através de datações por luminescência nos paleocanais presentes na planície costeira, discute que o rio Doce teria avulsionado em diferentes episódios no Holoceno (Figura 16). Dessa forma, a desembocadura do rio Doce no mar nestes diferentes momentos e domínios na planície costeira promoveu a construção e progradação de amplos terraços marinhos. Ainda segundo Hatushika (2008), reocupações da laguna interna pelo mar foram provocadas devido a inundações marinhas, que teriam ocorrido em diferentes momentos (com base nas idades apresentadas por Martin *et al.*, 1993): entre 6.350 e 5.290 anos AP; em 4.670 anos AP; 4.000 anos AP; e em 3.000 anos AP (Hatushika, 2008). Falhas holocênicas teriam atuado como um dos principais fatores no controle do nível relativo do mar, aumentando o espaço de acomodação ao longo de toda a extensão da planície, principalmente no setor norte (Hatushika, 2008).

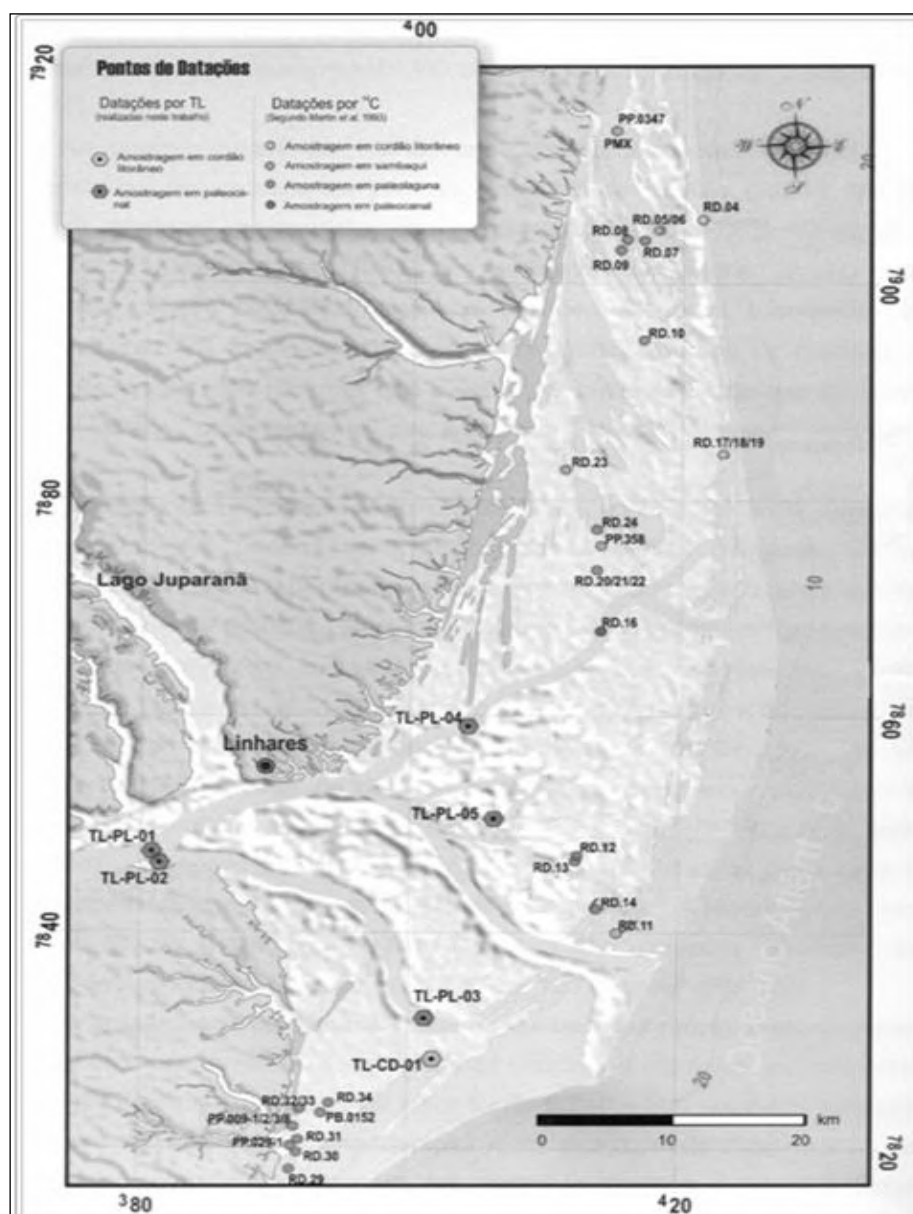


Figura 16: Mapa com pontos onde foram coletadas amostras para datação por ^{14}C (Martin et al., 1993) e por LOE (Hatushika, 2008). As idades estão nas tabelas 1 e 2, a seguir.

Tabela 1: Idade por luminescência opticamente estimulada (LOE) das amostras coletadas por Hatushika (2008), com coordenadas UTM e incertezas. Foram coletadas cinco amostras em paleocanais do rio Doce e uma amostra em cordão litorâneo (Hatushika, 2008).

Amostra	Latitude	Longitude	Idade (anos AP)	Incerteza (anos AP)	Feição deposicional
CD-RD-01	401940	7827994	8.700	1070	Cristas beta
PL-RD-01	380903	7847118	2.650	360	Paleocanal 2
PL-RD-02	381367	7845955	7.000	850	Paleocanal 1
PL-RD-03	401285	7831694	8.100	1050	Paleocanal 1
PL-RD-04	404516	7858586	4.600	600	Paleocanal 2
PL-RD-05	406259	7850381	3.300	450	Paleocanal 3.2

Tabela 2: Idades radiocarbono de amostras coletadas na planície costeira do rio Doce, apresentadas por Martin et al. (1993) – modificado de Hatushika, 2008.

Amostra	Latitude	Longitude	Tipo	Idade ¹⁴C (anos AP)	Ambiente
PB.0152	393613	7822874	conchas	6.150+-250	<i>Lagunar</i>
PMX	415380	7913734	conchas	4.240+-150	<i>sambaqui</i>
PP.009-1	391698	7821756	conchas	6.350+-200	<i>Lagunar</i>
PP.009-2	391698	7821756	conchas	6.030+-250	<i>Lagunar</i>
PP.009-3	391698	7821756	conchas	5.880+-230	<i>Lagunar</i>
PP.009-8	391698	7821756	conchas	5.670+-200	<i>Lagunar</i>
PP.029-1	391534	7819910	conchas	5.400+-250	<i>Lagunar</i>
PP.0347	415380	7913734	conchas	2.970+-180	<i>sambaqui</i>
PP.358	414504	7875368	conchas	4.400+-200	<i>sambaqui</i>
RD.01	418756	7904527	conchas	3.540+-150	<i>Lagunar</i>
RD.04	421911	7905463	conchas	3.070+-150	<i>praial</i>
RD.05	418405	7904526	madeira	5.740+-200	<i>Lagunar</i>
RD.06	418405	7904526	conchas	4.000+-150	<i>praial</i>
RD.07	417532	7903600	conchas	3.060+-150	<i>Lagunar</i>
RD.08	416303	7903594	madeira	2.840+-150	<i>Lagunar</i>
RD.09	415781	7902670	conchas	3.950+-150	<i>Lagunar</i>
RD.10	417573	7894378	conchas	3.300+-200	<i>Lagunar</i>
RD.11	415722	7839592	madeira	3.940+-150	<i>praial</i>
RD.12	412889	7846772	madeira	4.620+-200	<i>Lagunar</i>
RD.13	412716	7846402	madeira	4.670+-200	<i>Lagunar</i>
RD.14	414312	7841799	madeira	4.600+-200	<i>Lagunar</i>
RD.17	423579	7883892	conchas	3.140+-150	<i>praial</i>
RD.18	423579	7883892	conchas	3.520+-150	<i>praial</i>
RD.19	423579	7883892	conchas	4.630+-200	<i>praial</i>
RD.20	414164	7873153	madeira	6.120+-200	<i>Lagunar</i>
RD.21	414164	7873153	conchas	6.020+-200	<i>Lagunar</i>
RD.22	414164	7873153	madeira	5.290+-200	<i>Lagunar</i>
RD.23	411842	7882364	conchas	3.550+-200	<i>sambaqui</i>
RD.24	414147	7876842	conchas	5.550+-200	<i>Lagunar</i>
RD.28	403299	7941340	madeira	3.430+-150	<i>Lagunar</i>
RD.29	391373	7817696	conchas	7.150+-200	<i>Lagunar</i>
RD.30	392063	7819176	conchas	6.280+-200	<i>Lagunar</i>
RD.31	392055	7820467	conchas	6.280+-200	<i>Lagunar</i>
RD.32	392213	7823235	conchas	5.600+-200	<i>Lagunar</i>
RD.33	392213	7823235	madeira	6.900+-250	<i>Lagunar</i>
RD.34	394306	7823800	conchas	5.800+-200	<i>Lagunar</i>

6. METODOLOGIA

A identificação e o mapeamento das feições quaternárias da planície costeira do rio Doce foram realizados através da análise e interpretação de um mosaico de imagens do *Google Earth*. As imagens foram obtidas em uma mesma escala, para que não houvesse distorção ao juntá-las, e mosaicadas no *software Corel Draw*. Os erros de mosaicagem foram consertados manualmente.

As imagens foram então jogadas no ArcGis para georeferenciamento, o qual foi realizado com base nas coordenadas do próprio GoogleEarth, usando pontos conhecidos para adicionar coordenadas no ArcGis. As coordenadas estão em UTM, no datum WGS 84 (24S).

A interpretação das feições foi realizada manualmente, utilizando o programa *ArcGis* 9.3. (Figura 17) As análises foram realizadas na escala 1:50.000, sendo mantida essa escala de visualização para o mapeamento das maiorias das feições, exceto para drenagens, quando foi necessário usar uma escala maior. Posteriormente o mapa foi reduzido para a escala 1:100.000. Foram destacadas feições fluviais (tais como paleocanais, vales colmatados, planícies fluviais) e costeiras (conjuntos de cordões arenosos, corpos lagunares, planície flúvio-marinha), assim como foi extraída a rede de drenagem e os corpos lacustres (lagos e lagos colmatados). Para complementar o mapeamento foi utilizada a rede de drenagem do IEMA (Instituto Estadual do Meio Ambiente).

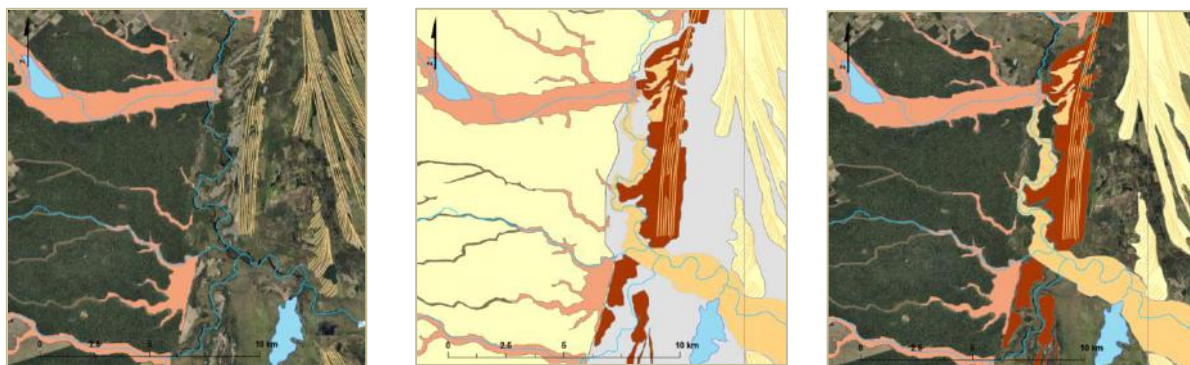


Figura 17: Etapas do mapeamento no *software ArcGis* 9.3.

Para melhor caracterizar as feições identificadas, em termos dos principais aspectos morfológicos e também da cobertura sedimentar associada, foram realizadas atividades de campo, com duração de cinco dias para reconhecer diferenças sedimentológicas e topográficas entre os cordões, e estruturas sedimentares típicas de paleocanais.

O mapa do Quaternário costeiro do Espírito Santo, elaborado por Martin *et al.* (1997), foi tomado como parâmetro de comparação e controle das análises efetuadas. Os modelos evolutivos propostos por Martin *et al.* (1993, 1997) e Hatushika (2008), assim como os dados geocronológicos apresentados por esses autores, foram utilizados como base para a interpretação do mapa elaborado, considerando, ainda, a aplicação dos conceitos básicos da Estratigrafia de Sequências.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1. Feições quaternárias mapeadas

De acordo com as características morfológicas e texturais reconhecidas nas imagens analisadas, foram identificadas e classificadas diversas feições quaternárias, cujas descrição e interpretação são apresentadas a seguir. O mapa das feições quaternárias da planície costeira do rio Doce é apresentado no Apêndice I, onde estão representadas feições quaternárias como: cordões pleistocênicos e holocênicos, paleocanais, vales e lagos colmatados, canais entre cordões, vales colmatados na planície flúvio-marinha, planície fluvial e planície fluvio-marinha.

- **Vales colmatados**

São feições encaixadas nos tabuleiros da Formação Barreiras (Figura 18), e são assim denominados por apresentarem morfologia de vales e por serem preenchidos por sedimentos e cobertura vegetal, contendo também áreas alagadas que formam brejos.

Esses vales teriam funcionado como redes de drenagem até terem sido colmatados.

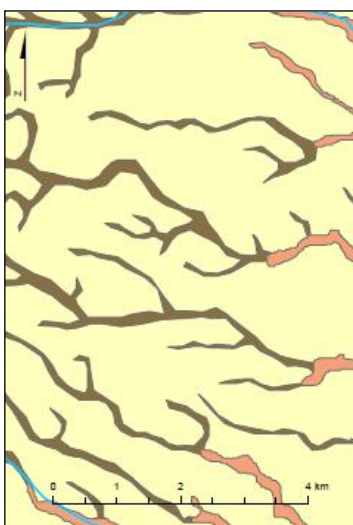


Figura 18: Vales colmatados, em marrom escuro, na cabeceira dos lagos colmatados, em rosa.

- **Lagos colmatados**

Formam um conjunto destacado na parte norte da área investigada, a jusante dos vales colmatados, com os quais se confundem. Em algumas dessas feições, há presença de pequenos corpos d'água (Figura 19). São limitados a leste pela planície costeira do rio Doce.

Esses lagos, que já não eram alimentados por drenagens, teriam sido colmatados ou esvaziados.

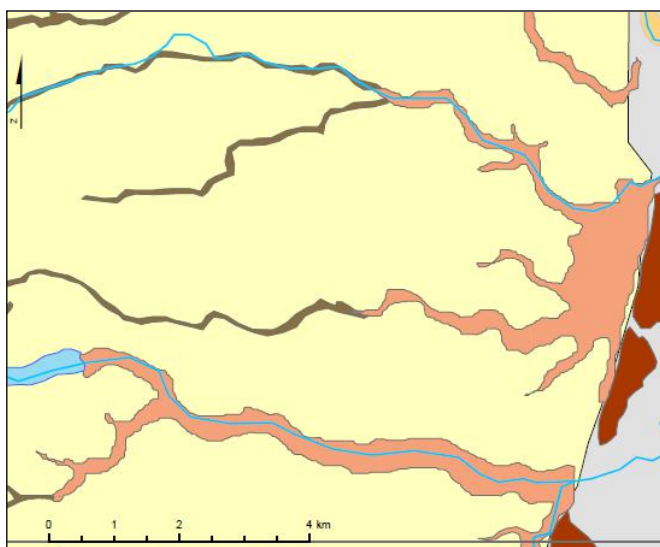


Figura 19: Lagos colmatados, em rosa claro, limitados pela planície costeira e, em alguns pontos, com presença de lâmina d'água.

- **Cordões arenosos**

Os cordões arenosos, formados por sedimentos transportados pela corrente de deriva litorânea, foram divididos em dois conjuntos distintos: cordões pleistocênicos e cordões holocênicos:

- **cordões pleistocênicos** (Figura 20a) - foram reconhecidos no limite oeste da planície quaternária, sendo limitados pelos tabuleiros da Formação Barreiras. São feições alongadas, espaçadas, com textura grossa e cor esbranquiçada. No campo, os cordões pleistocênicos são identificados por estarem topograficamente mais altos e são formados por areias de cor castanho-avermelhada;

- **cordões holocênicos** (Figura 20b) - cobrem a maior parte da planície costeira quaternária do rio Doce e podem ser diferenciados dos depósitos pleistocênicos por sua textura mais fina, identificável nas imagens de satélite, e por serem feições mais alongadas, menos espaçadas e melhor definidas, e com areias esbranquiçadas. Em alguns locais da planície costeira, próximo a canais entre cordões e vales colmatados na planície flúvio-marinha, esses cordões apresentam um padrão geométrico distinto dos demais, podendo ser relacionados a esporões arenosos

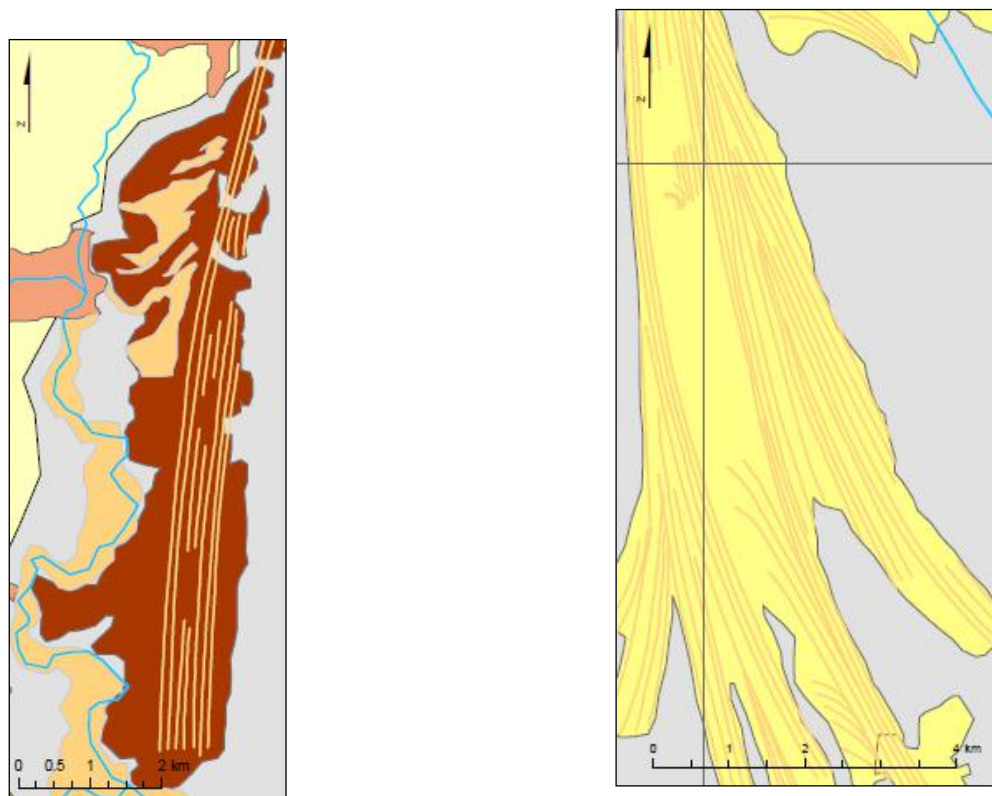


Figura 20: A) Detalhe dos cordões pleistocênicos. B) *Detalhe dos cordões holocênicos.*

- **Planície fluvial**

É uma feição alongada e sinuosa que apresenta meandros fluviais e está localizada no baixo curso do rio São Mateus, a norte da planície costeira do rio Doce. Apresenta inundações durante a cheia do curso d'água, como é característico de uma planície de inundação (Figura 21).

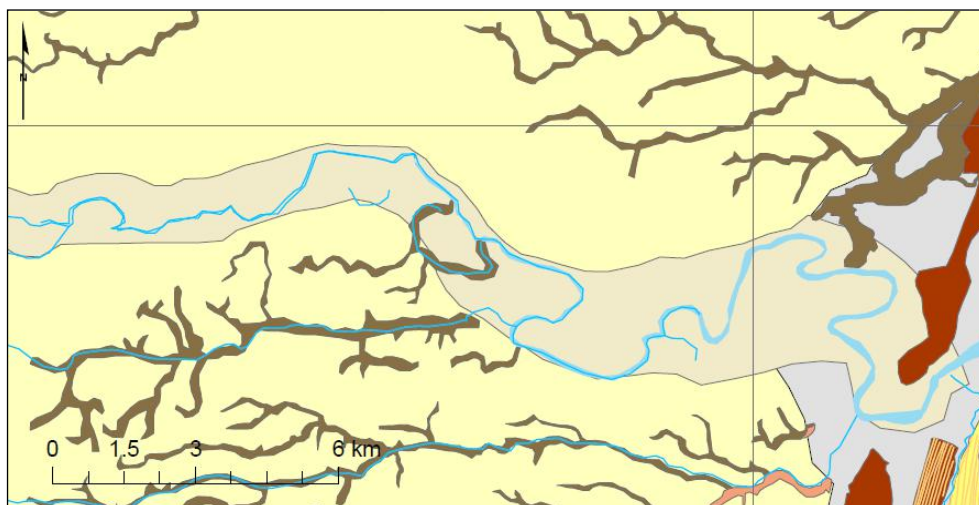


Figura 21: *Planície fluvial do rio São Mateus.*

- **Planície flúvio-marinha**

Ao longo de toda a planície do rio Doce, algumas feições não puderam ser reconhecidas por estarem sobre uma grande área pantanosa. Esta área foi denominada de planície flúvio-marinha e foi cortada pelos paleocanais do rio Doce em diferentes estágios, além de ter sido coberta por inundações marinhas no Holoceno, na Transgressão máxima holocênica em 5.100 anos A.P.(Martin *et al.*, 1993- Figura 22 – em cinza).

- **Paleocanais**

São feições alongadas e sinuosas que cortam toda a planície quaternária (Figura 22). Duas dessas feições (paleocanais principais) funcionavam como canal do rio Doce em um determinado momento. O paleocanal a sul do atual rio Doce funcionou em 8.100 anos A.P. e o paleocanal a norte do rio Doce em 4.600 anos A.P (Hatushika, 2008), e foram abandonados quando o canal migrou para outra posição (avulsão fluvial).

Essa migração dos paleocanais na planície, sugere que esses não teriam funcionado concomitantes uns aos outros.

Algumas feições também foram mapeadas como paleocanais, porém mais estreitos e em conjuntos com aspecto divergente e geralmente com uma das extremidades quase conectadas aos canais e paleocanais maiores (Figura 23). Foram, nesse caso, interpretados como canais de extravasamento do rio Doce.

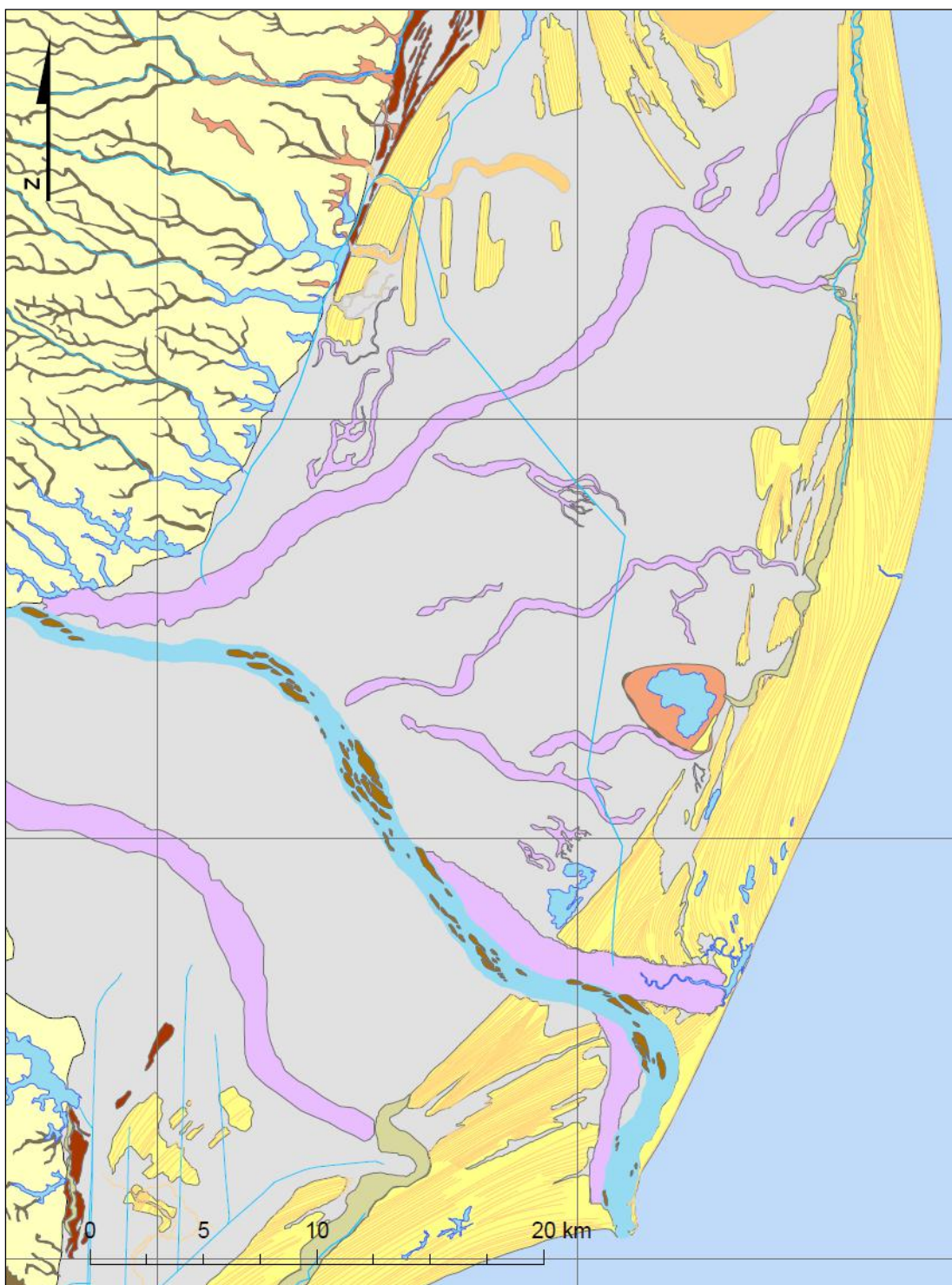


Figura 22: Paleocanais, em rosa, cortando a planície costeira do rio Doce. Foram identificados dois paleocanais principais e duas paleodesembocaduras relacionadas a posições pretéritas do rio Doce. Observa-se, ainda, a presença de canais secundários, em padrão divergente, interpretados como canais de extravasamento do canal principal.

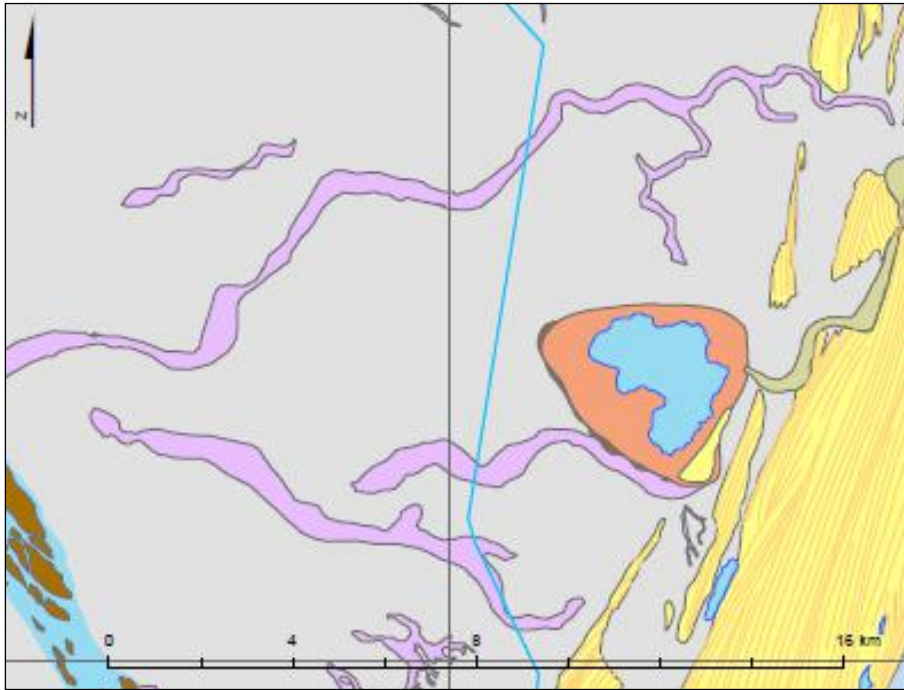


Figura 23: Detalhe de paleocanais (em rosa) relacionados ao extravasamento dos paleocanais principais.

- **Canais entre cordões (canais de maré)**

São feições de drenagem alongadas, paralelas à costa e encaixadas entre cordões arenosos holocênicos. Invariavelmente, estão preenchidos por água, contendo, eventualmente, uma drenagem que deságua no mar (Figura 24).



Figura 24: Canais instalados entre cordões holocênicos.

- **Vales colmatados na planície flúvio-marinha**

Essas feições estendem-se desde alguns lagos colmatados em direção à planície flúvio-marinha, truncando outras feições principais (Figura 25). São estreitos nas proximidades dos vales encaixados nos tabuleiros da Formação Barreiras e expandem-se em direção à planície flúvio-marinha. Próximo à linha de costa, terminam em canais entre cordões.

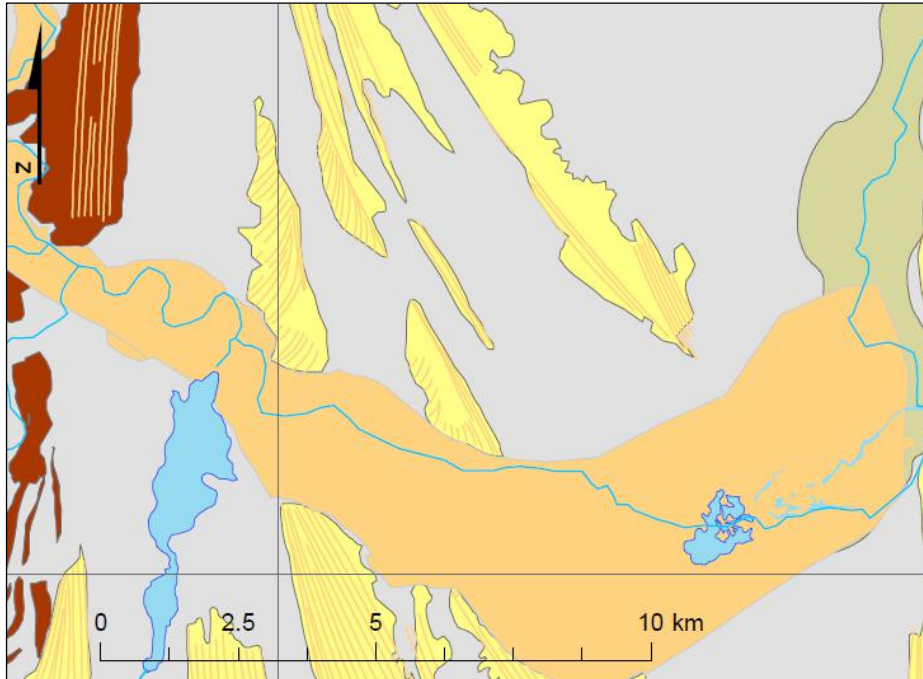


Figura 25: Vales colmatados, em amarelo escuro, cortando conjuntos de cordões holocênicos.

7.2. Sistemas de cordões arenosos

Muitas descontinuidades entre os cordões arenosos foram reconhecidas no mapa elaborado (assim como já descrito por Martin *et al.*, 1993).

Foi possível reconhecer domínios de cordões arenosos com base na identificação dos truncamentos, na semelhança de orientação dos conjuntos de cordões mapeados, na relação com os paleocanais e o rio Doce atual, e também considerando as idades deposicionais apresentadas por Martin *et al.* (1993) e Hatushika (2008) – Apêndice II. Os domínios definidos seguem uma ordem de desenvolvimento dos cordões ao longo da evolução da planície costeira do rio Doce, de maneira que estes grupos podem ser interpretados com relação às variações do nível relativo do mar e de aporte sedimentar.

7.2.1. Sistema de cordões pleistocênicos (sistema P)

O primeiro conjunto de cordões, denominado como sistema P, se encontra no limite interno da planície costeira quaternária, em contato com os tabuleiros da Formação Barreiras. Constitui grupos pequenos, estreitos e descontínuos de cordões, sendo mais bem observados na porção norte, porém podem ser observados a sul, próximo da lagoa Aguiar (Apêndice II).

7.2.2. Sistemas de cordões holocênicos (sistemas H)

- Sistema H1

O primeiro sistema de cordões holocênicos (Figura 26) está localizado na porção mais interna da planície costeira, em contato com os cordões pleistocênicos. Esse sistema é mais bem observado na porção norte da planície, onde as cristas são contínuas. Na parte sul da planície, esse domínio é observado de forma intermitente.

Os cordões apresentam-se, na porção mais interna, alinhados segundo uma orientação NE, enquanto que, na parte mais externa, esse sistema mostra alinhamentos NNW, sugerindo a presença de um truncamento (que não foi identificado), podendo ser só uma variação lateral seguindo a paleolinha de costa..

Propõe-se uma relação evolutiva entre o sistema H1 e o paleocanal sul do rio Doce. O sistema H1 parece estar truncado/erodido por um paleovale relacionado ao rio Barra Seca.

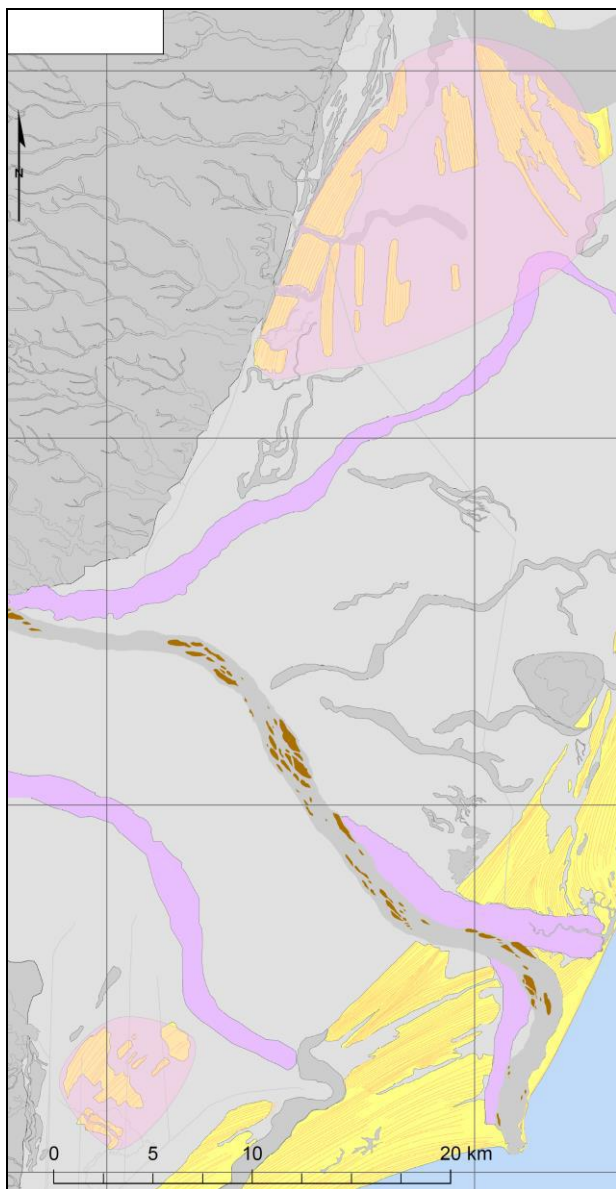


Figura 26 Sistema de cordões H1, representado a norte e a sul do rio Doce.

- Sistema H2

Trata-se de um conjunto de cristas praiais mais amplo e contínuo, alinhados segundo a orientação NW, curvando-se, para norte, para uma orientação NNE.

Alguns esporões podem ser observados nesse sistema de cordões, próximo ao paleovale relacionado ao rio Barra Seca. Esses esporões apresentam geometria que confirma o transporte efetivo de norte para sul, como proposto por Dominguez *et al.* (1983).

A evolução do sistema de cordões H2 é associada à posição do rio Doce a norte do atual (paleocanal norte)

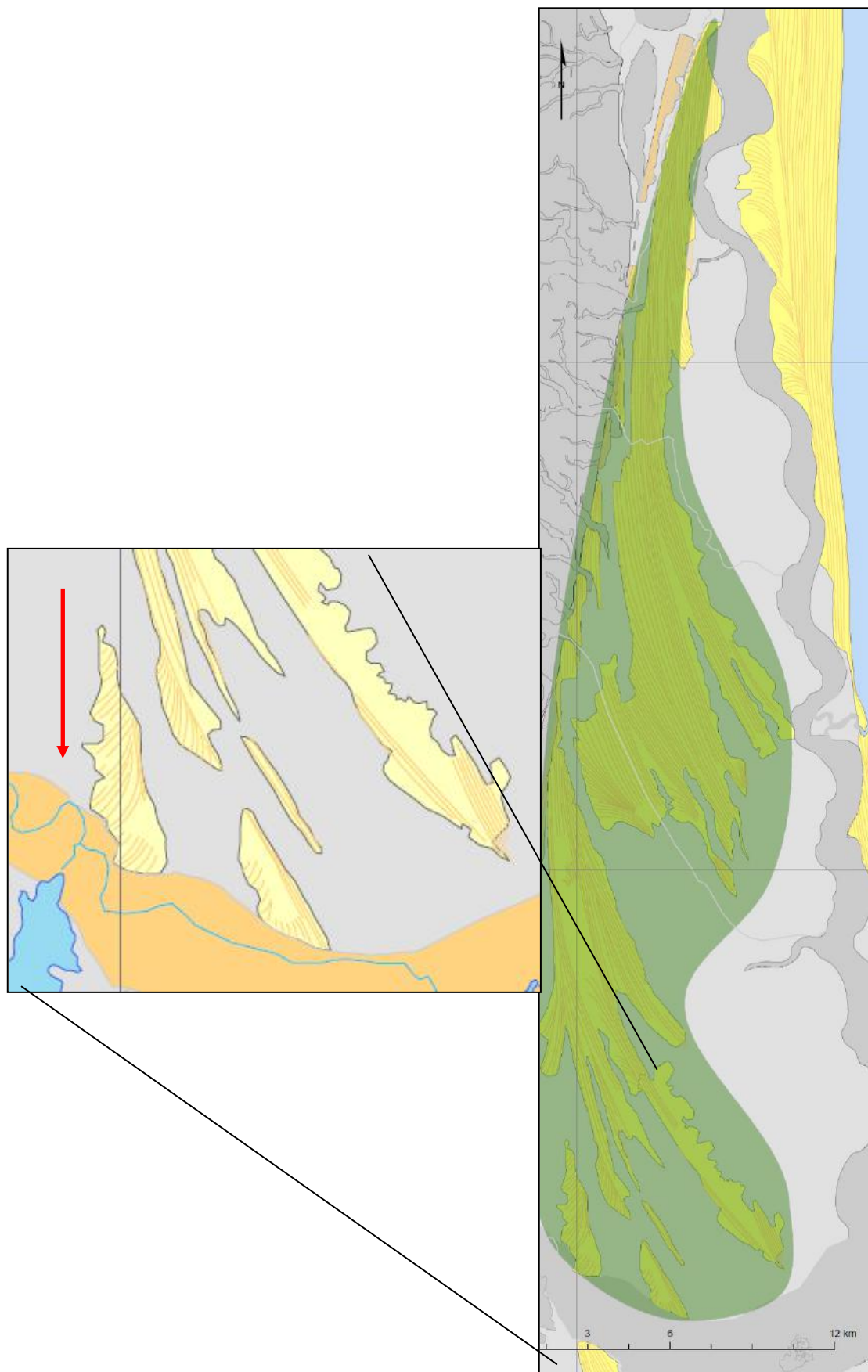


Figura 27: Sistema de cordões H2 com sentido de transporte efetivo de norte para sul.

- Sistema H3

Constitui o conjunto de cordões mais recentes, com cristas bem contínuas, situados na porção mais externa da planície costeira do rio Doce. Seus alinhamentos são concordantes com a linha de costa, exceto a norte do rio Doce, onde os cordões formam um padrão sigmoide.

Os esporões identificados nesse conjunto apresentam orientação contrária aos do sistema H2 e, junto com a acumulação assimétrica, com forma sigmoidal dos cordões, mostram que o sentido de deriva litorânea teria mudado, sugerindo um transporte de sul para norte.

São relacionados à posição atual do rio Doce.

7.3. Discussões

A interpretação das feições quaternárias mapeadas e a análise de datações realizadas anteriormente (Martin *et al.*, 1993, 1997; Hatushika, 2008) permitem discutir a evolução geológica da planície costeira do rio Doce, a partir da caracterização espacial e temporal dos sistemas deposicionais e da identificação de discordâncias.

Na planície costeira do rio Doce podem ser identificadas quatro discordâncias principais relacionadas a inundação máxima resultante das variações do nível relativo do mar:

-entre os depósitos da Formação Barreiras e sedimentos praias depositados no sopé das falésias, é possível definir uma primeira discordância. Esta marca o máximo da antepenúltima transgressão ou Transgressão Antiga, no Pleistoceno, quando a Formação Barreiras foi parcialmente erodida, resultando em uma extensa linha de falésias (Figura 28(a)).

- uma segunda discordância é identificada entre o sistema P e o sistema H1, e está relacionado ao nível máximo do mar na última transgressão holocênica, ocorrida após uma regressão que teria causado o entalhamento dos cordões arenosos pleistocênicos (Figura 28(b)).

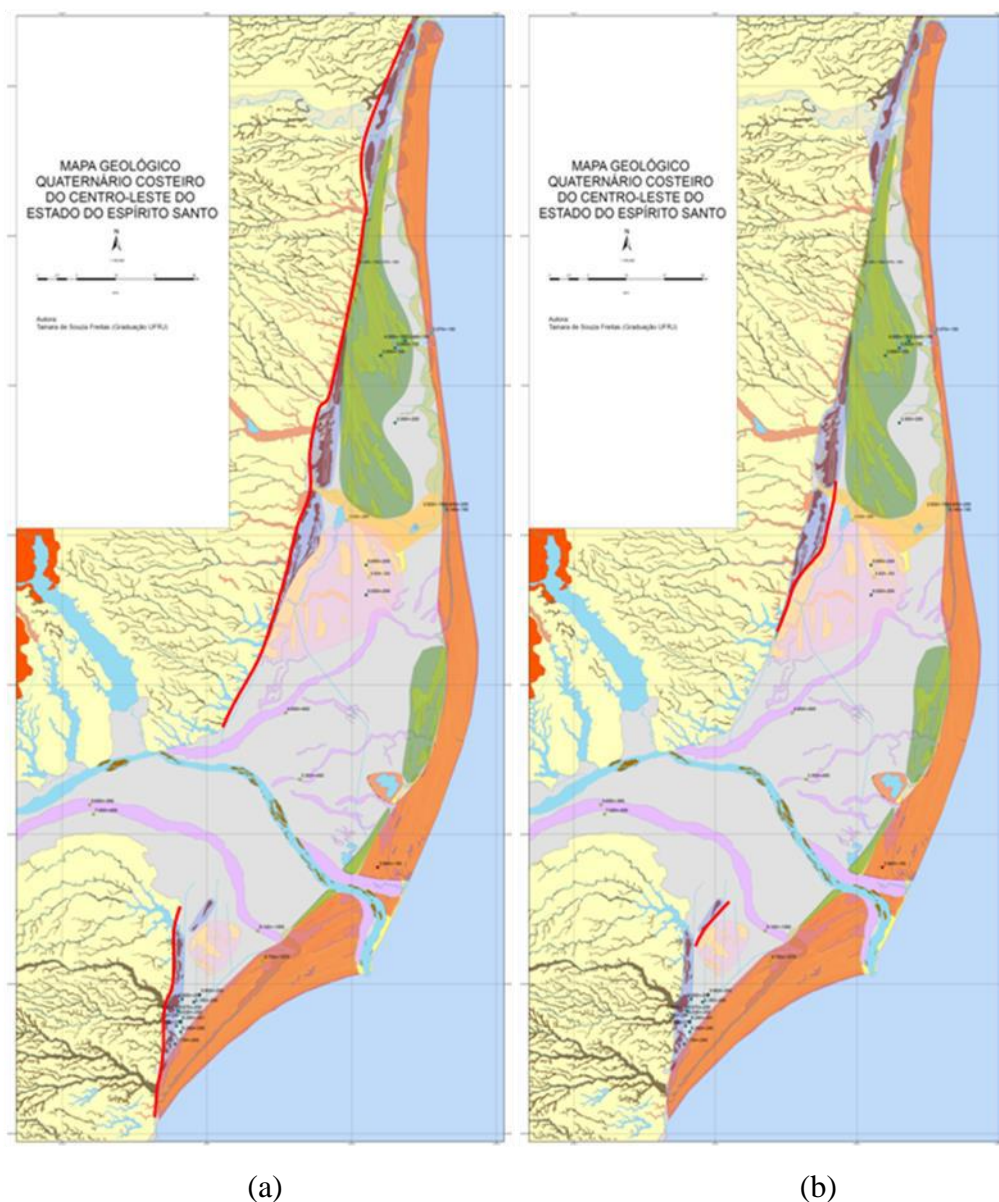


Figura 28: (a) Primeira discordância entre o tabuleiro da Fm. Barreiras e Sistema P.(b) Segunda discordância entre o sistema P e sistema H1.

- após uma queda do nível relativo do mar após a última transgressão holocênica, o nível relativo do mar volta a subir no Holoceno final, podendo ser representado pela terceira discordância que marca o limite de inundação máxima entre os sistemas H1 e H2 (Figura 29 (a)).

- a quarta discordância e mais nova, entre os sistemas H2 e H3, é mais facilmente identificada e também está relacionada a uma rápida subida do nível relativo do mar, entre 2.700 e 2.500 anos AP (Figura 29 (b)).

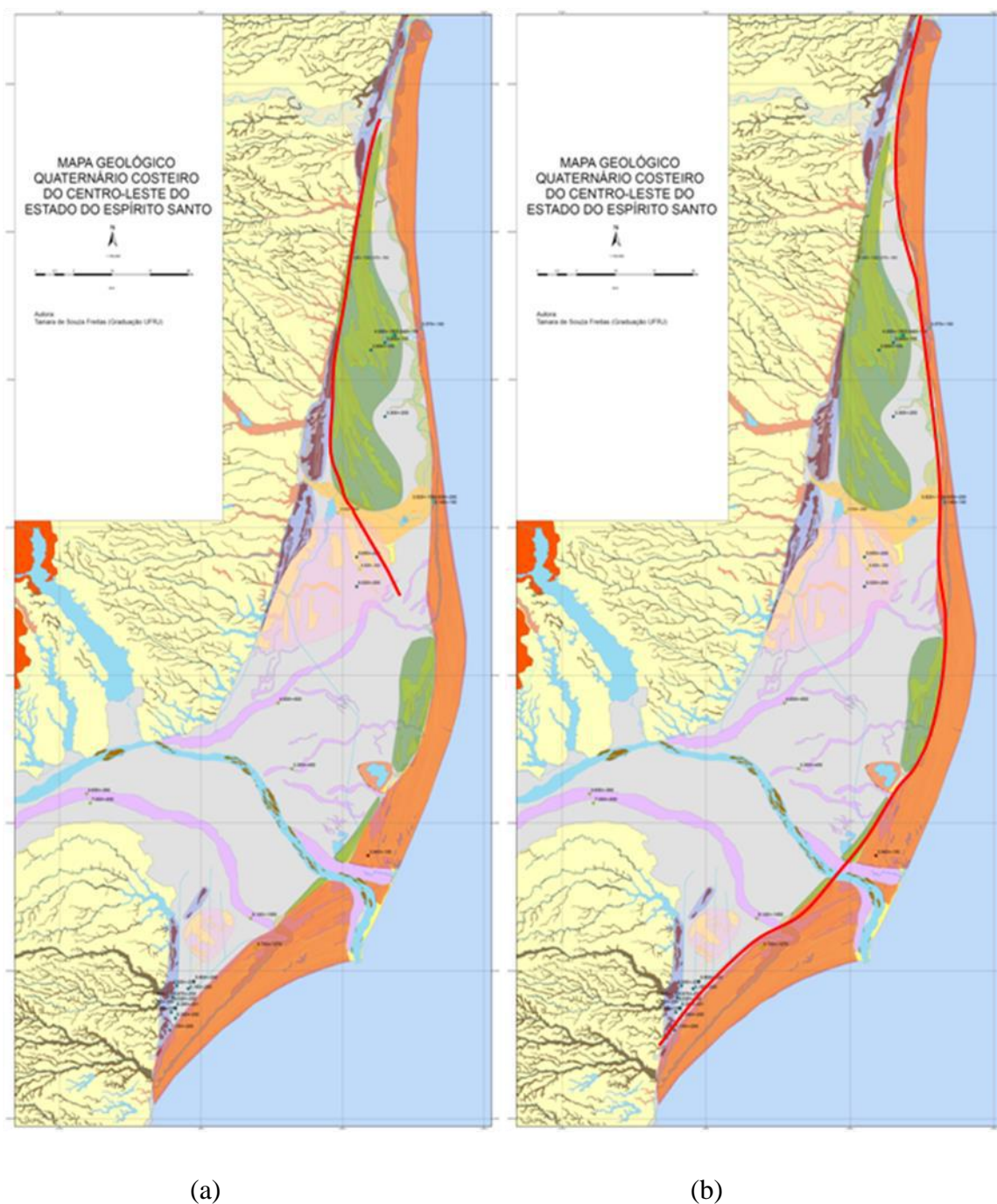


Figura 29: (a) Terceira discordância entre sistema H1 e sistema H2.(b) Quarta discordância entre o sistema H2 e sistema H3.

Os cordões litorâneos foram agrupados em sistemas, entre as discordâncias mencionadas acima, levando em consideração semelhanças no padrão de empilhamento, orientação das cristas e sua relação com as posições pretéritas do rio Doce, e datações feitas anteriormente por Martin *et al.* (1993, 1997). Com base nessas informações, são interpretados os seguintes episódios evolutivos:

- no Pleistoceno, após a Penúltima Transgressão, terraços litorâneos pleistocênicos relacionados ao sistema P, foram construídos durante um momento de estabilidade do nível do mar. Este sistema compreende os cordões arenosos limitados pelas primeira e segunda discordâncias.

- uma regressão marinha que se seguiu após a Penúltima Transgressão provocou o dissecação desse conjunto de cordões arenosos pleistocênicos (sistema P) e da Fm. Barreiras. Dessa forma pequenos canais ligados aos lagos externos cortaram essas cristas praias.

- o padrão do sistema H1, que é limitado pelas segunda e terceira discordâncias, permite interpretá-lo com sendo depositado quando o rio Doce funcionava a sul de sua posição atual. Datações nessas cristas e também próximas a estas dão idades entre 6.020 ± 200 e 4.400 ± 200 anos AP para a porção a norte do rio Doce, e entre 7.150 ± 200 e 5.400 ± 250 anos AP para a porção a sul do rio Doce. Ao contrário do sistema P, o sistema H1 compreende uma área maior, onde é possível ver que os cordões foram construídos de forma contínua, provocando um avanço da linha de costa em direção à plataforma. Esse padrão de empilhamento é característico da progradação, onde ocorre a construção de clinoformas que se superpõem do continente para o oceano. E isto pode ocorrer em um momento de estabilidade do nível do mar, quando esse encontra-se no máximo transgressivo ou regressivo (Figura 25). Pelas idades mencionadas anteriormente e através da análise da curva de variação relativa do nível mar no litoral do Espírito Santo (Figura 4) proposta por Martin *et al.* (1997), onde o pico de inundação máxima está em torno de 5.100 anos AP, a progradação foi possível nesses intervalos de idades;

- entre 5.100 e 3.900 anos AP, o nível relativo do mar teria abaixado, ocasionando na escavação dos sistemas P e H1 e na instalação de muitos canais identificados na planície costeira. Foi nesse momento que um vale se instalou na planície costeira drenando o rio Barra Seca, originando posteriormente um vale colmatado na planície flúvio-marinha.

- uma rápida elevação do nível do mar entre 3.900 e 3.600 anos AP (Figura 26), que marcou a terceira discordância, afogou a planície costeira do rio Doce, provocando a erosão de parte do sistema H1. Quando foi atingido o pico de inundação máxima, uma nova progradação se desenvolveu, depositando o sistema H2, o qual representa o momento de maior taxa de progradação no Holoceno e, possivelmente, está relacionado ao paleocanal norte. Idades entre 4.240 ± 150 e 3.300 ± 200 anos AP foram encontradas no conjunto de cordões do sistema H2. As idades próximas a 3.500 anos AP podem estar relacionadas a um

intervalo entre uma rápida elevação do nível do mar, no período de 3.900 a 3.600 anos AP, e um momento de descida, entre 3.600 e 2.700 anos AP (Figura 26). Alguns conjuntos de cristas praias do sistema H2, que se assemelham a esporões, estão localizados próximos a maior feição associada a um vale colmatado na planície flúvio-marinha, um antigo canal relacionado ao rio Barra Seca, que corta toda a planície quaternária em direção à linha de costa atual. Esses esporões são típicos de desembocaduras fluviais e podem informar a direção da corrente litorânea no momento de construção desses cordões arenosos, onde a parte côncava fica contra o sentido da corrente. Portanto, na construção do sistema H2, o sentido de transporte era de norte para sul.

-um subsequente rebaixamento do nível relativo do mar, teria dado continuidade ao desenvolvimento de canais que cortam a planície costeira do rio Doce.

- entre 2.700 e 2.500 anos AP (Figura 26), houve uma segunda e última rápida subida do nível do mar no Holoceno final, que ficou registrada por uma barreira transgressiva, a quarta discordância, que marca o início do sistema H3, o mais externo e recente sistema da planície costeira do rio Doce, truncando sistemas mais antigos. Esse sistema teria sido construído entre uma subida e, posteriormente, uma queda do nível do mar, entre 2.700 e 2.500 anos AP, e após 2.500 anos AP, estando relacionado à posição atual do rio Doce. A geometria do sistema H3 varia ao longo da planície costeira e apresenta maior espessura próxima a desembocadura do rio Doce devido a altas taxas de progradação.

8. CONCLUSÕES

Através do mapeamento da planície quaternária do rio Doce e sua interpretação com base na geomorfologia e em conceitos estratigráficos, foi possível discutir a evolução da planície costeira.

O rio Doce teria funcionado sempre como canal principal único, ao contrário do que Martin *et al.* (1993) defendem em seu modelo, em que os depósitos flúvio-deltaicos teriam se formado a partir da sedimentação de múltiplos canais contemporâneos. Há dois paleocanais principais registrados e mais duas paleodesembocaduras, indicando avulsões sucessivas do canal do rio Doce, relacionáveis à construção de diferentes sistemas de cordões litorâneos. O paleocanal mais antigo teria se instalado na planície quaternária há aproximadamente 8.100 anos AP, como mostram as datações realizadas por Hatushika (2008). Os paleocanais, por atingirem o mar em diferentes momentos, promoveram a construção e progradação dos terraços marinhos holocênicos em diferentes posições. Não foram identificadas feições que pudessem estar relacionadas à sedimentação de um delta intralagunar.

De acordo com datações nos cordões litorâneos e com a curva de variação relativa do nível do mar proposta por Martin *et al.* (1997), é possível associar a construção dos conjuntos de cordões litorâneos a momentos onde o nível do mar encontrava-se em seu nível máximo, de forma estável, havendo assim a progradação da planície costeira.

Em momentos de rebaixamento do nível relativo do mar, vales foram escavados na Fm. Barreiras e na planície costeira, drenando algumas das redes de drenagem da região. Alguns desses vales escavados mais recentes são ligados aos lagos externos, cortando toda a planície costeira, e foram afogados quando o nível do mar subiu em estágios subsequentes, sendo então colmatados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 7. SBG. Campina Grande-PB. P366-391.

ÂNGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2005. A critical review of mid- to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*.

ARAI, M. 2005. A grande elevação eustática do Mioceno: A verdadeira origem do grupo Barreiras. Anais do X Congresso da ABEQUA. Guarapari, ES.

ASSINE, M.L. 2001. Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo: Unisinos. p.

BACOCOLI, G. 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros: Uma Tentativa de Classificação. *Boletim Técnico Petrobrás*, 14:5-38. ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241p (boletim).

BIGARELLA, J.J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método Carbono 14. *Paleoclimas* 1, 1-22.

CATUNEANU, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, 375p. CPRM. 2001. Projeto GIS Brasil: Mapa do Brasil 1:2.500.000. Brasília. CD-ROM.

DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1982 a. Sobre a validade da utilização do termo delta para designar as planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios da costa brasileira. XXXII Congr. Bras. De Geol., Salvador, Boletim nº 2, Resumos e Breves comunicações, p.92.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, 13(2): 98-105.

DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea level History and Quaternary Evolution of River Mouth-Associated Beachridge Plains Along the East-

Southeast Brazilian coast: A summary. In: Nummedal, D et al. (Ed.), Sea level Fluctuations and Coastal Evolution. Tulsa: The society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 41, p. 116-127.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; LEÃO, Z.M.A.N. & AZEVEDO, A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. Revista Brasileira de Geociências, 20, 208-215.

ENGEL, V.L. 2001, Estudo Fenológico de Espécies Arvóreas de uma Floresta Tropical em Linhares, ES. Instituto de Biologia, Universidade Estadual de Campinas. p. 79-81

FERRARI, AL.; MELO, E.F.; VAZ, M.A.A.; DALCOMO, M.T.; BRENNER, E.L.; SILVA, V.P. & NASSAR, W.M. 1981. Projeto Carta Geológica do Rio de Janeiro – Bloco Campos – Relatórios Técnicos, volume I – DRM – Geomitec, Geologia e Mineração Trabalhos Técnicos Ltda. 172p.

FERRARI, A. L. Evolução Tectônica do *Graben* da Guanabara. 2001. 412p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo, 2001.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 501-509, mai./Nov. 2007

HATUSHIKA, R.S. 2005. Investigação Sismoestratigráfica do Lago Juparanã – Baixo Curso do Rio Doce, Linhares (ES). UFRJ. Trabalho de Conclusão de Curso p. 15-18

HATUSHIKA, R.S. 2008. Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) com base nos conceitos de estratigrafia de sequências. UFF Dissertação de Mestrado. p. 6-27;p.105-110.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; et al. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. P. 203-234.

JESUS, R.M. Mata Atlântica de Linhares: aspectos florestais. In. Seminário sobre desenvolvimento econômico e impacto ambiental em áreas do trópico úmido brasileiro. 1. Belém, 1986. A experiência da CVRD. Rio de Janeiro, CVRD, 1987. p. 35-71

- LAMEGO, A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. Rio de Janeiro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, 96, 1-63.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K, 1975. The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology – the ancient strandlines da Academia Brasileira de Ciências, 47, 249-263.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILA-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & GUIMARÃES, M.M.M. 1979. Courbe de variation du niveau relatif de La mer au cours des 7000 dernières années sur um secteur homogène Du litoral brésilien (nord de Salvador – Bahia). In Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M. (Eds). Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, p. 264-295.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S. 1980. Le Quaternaire marin bresilien (Litoral pauliste, sud-fluminense et bahianais). Cahier ORSTOM, Série Géologie. Paris, 4(1): 95-124.
- MARTIN, L; SUGUIO, K. & FLEXOR, M.J. 1993. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros. In: Boletim de Geociências – USP, São Paulo. Publicação Especial, 15. P 1-186.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L. & FLEXOR, JM. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte: CPRM, 1997. 112P: il, mapas.
- MIRANDA, D.J. 2009. Tensões e Fraturamento Neotectônico na Área Emersa da Bacia do Espírito Santo. Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado p. 18-21.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns In Depositional Sequences. Exxon Production Research Co., Houston, Texas, 77001. p. 117-118.
- MORAIS, R. M. O. Sistemas fluviais terciários na área emersa da bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras). 2007, 139p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

NOVAIS, L. C. C. Lineamentos transversais nas porções centro e norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa de Proterozóica adjacente: influência na sedimentação e na compartimentação estrutural. 2005. xxxp. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Departamento de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II – sequences and system tracts. In: Wilgus, K.C. et al. (eds): Sea-level Changes: an Integrated Approach. Tulsa, SEPM, P. 125-154, (sepm Spec. Publ., 42).

POSAMENTIER H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P.; TESSON, M. 1992. Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 76: 1687-1709.

SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo: Unisinos. p. 99-134/305-339

SILVA, J.M.R.; LIMA, M.I.C.; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JR., R.M.; ROCCA, R.M. & SILVA JR., O. 1987. Levantamento de recursos naturais. Rio de Janeiro, IBGE. V.34, p. 23-152, folha SE 24, Rio Doce.

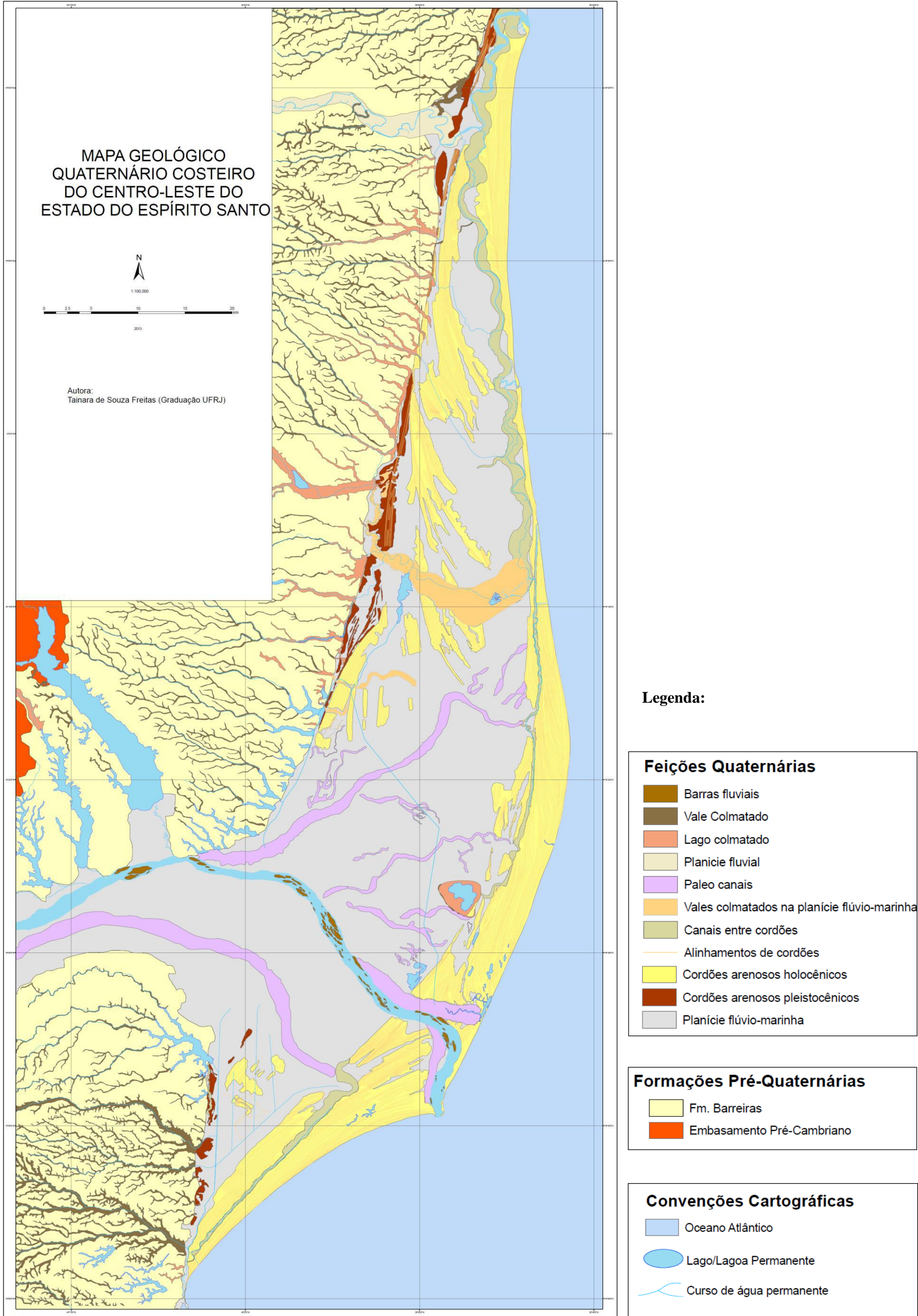
SUGUIO, K.; MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1981. Evolução do delta do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Rio de Janeiro, RJ. Publicação Especial, 1, p. 14-15.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. 1985, Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geoc., 15 (4): 273-286.

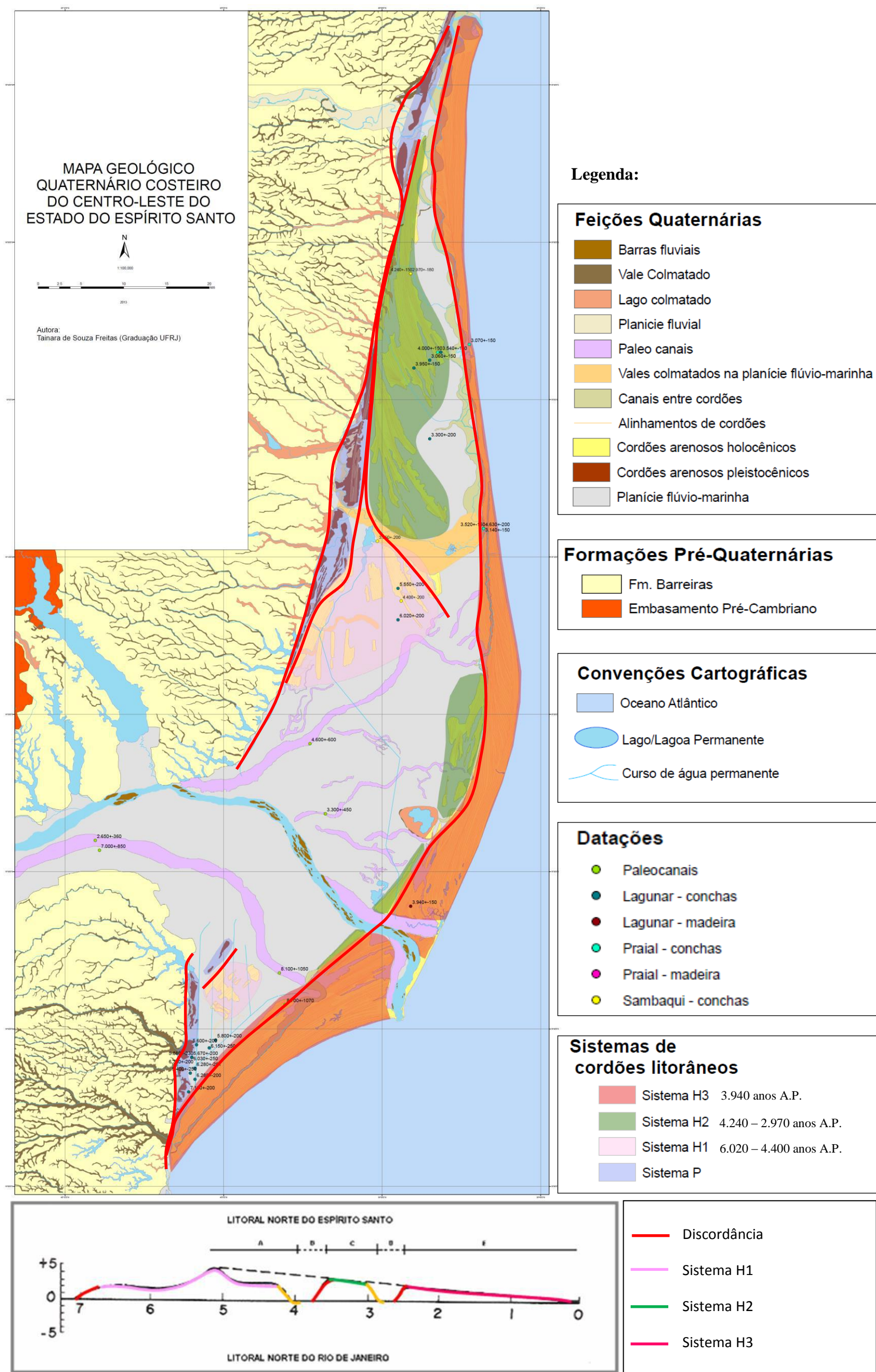
SUGUIO, K & KOHLER, H.C. 1992. Quaternary Barred Lake Systems of the Doce River (Brazil). An. Acad. Bras. Ci., 64 (2): 183-191.

VAIL, p.r. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Balley, B., (ed). Seismic Stratigraphic Atlas. Tulsa, AAPG, p. 1-10. (AAPG Studies in Geology # 27)

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM JR., R.M.; POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1987.
Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A.W. (ed.). Atlas of Seismic Stratigraphy.
Tulsa, AAPG, v1, 11-14, (AAPG Studies in Geology # 27).



Apêndice I: Mapa de feições quaternárias da planície costeira d o rio Doce, centro-leste do estado do Espírito Santo.



Apêndice II: Mapa de feições quaternárias da planície costeira do rio Doce, centro-leste do estado do Espírito Santo, com a identificação dos sistemas de cordões arenosos reconhecidos no presente estudo e acurva de variação relativa do mar (modificado de Martin et al.,1997).